

Einfluss periglazialer Deckschichten auf die oberflächennahen Fließwege am Hang - eine Prozessstudie im Osterzgebirge, Sachsen

Dissertation zur Erlangung des akademischen Grades
Doctor rerum naturalium (Dr. rer. nat.)

vorgelegt von

Dipl.-Geogr. Katja Heller, geb. Albrecht
geboren am 20.06.1977 in Dresden

Gutachter:

Herr Prof. Dr. rer. nat. habil. Arno Kleber
Technische Universität Dresden
Fakultät Umweltwissenschaften
Fachrichtung Geowissenschaften

Herr Prof. Dr. rer. nat. habil. Christian Opp
Philipps-Universität Marburg
Fachbereich Geographie

Dresden, 23.07.2012

Erklärung des Promovenden

Die Übereinstimmung dieses Exemplars mit dem Original der Dissertation zum Thema:

**„Einfluss periglazialer Deckschichten auf die oberflächennahen Fließwege am Hang
- eine Prozessstudie im Osterzgebirge, Sachsen“**

wird hiermit bestätigt.

.....
Ort, Datum

.....
Unterschrift (Vorname Name)

DANKSAGUNG

Die vorliegende Arbeit wurde in der Zeit meiner Anstellung am Institut für Geographie der TU Dresden als wissenschaftliche Mitarbeiterin erarbeitet. Mein Dank gilt in besonderem Maße Herrn Prof. Arno Kleber für die Überlassung des spannenden Themas, die Bereitstellung der finanziellen Mittel zum Aufbau des Messfeldes und zur Anschaffung der Technik, die Gewährung der Freiräume und das immer offene Ohr bei Problemen und Fragen. Herrn Prof. Christian Opp danke ich für das entgegengebrachte Interesse und die Bereitschaft, sich mit meiner Arbeit auseinanderzusetzen.

Bei meinen Kollegen Lutz Maerker, Fritz Haubold, Rico Hübner, Elisabeth Reimann und den anderen möchte ich mich für die angenehme Arbeitsatmosphäre und fortwährende Motivation, besonders wenn wieder Technikprobleme zu Datenausfällen führten, bedanken. Unterstützung erfuhr ich auch durch zahlreiche Studenten. Die Ergebnisse vieler Vertiefungs-, Beleg-, Bachelor- und Diplomarbeiten, die von mir und Arno Kleber betreut wurden, flossen in diese Arbeit ein. Zu großem Dank bin ich auch unseren studentischen Hilfskräften verpflichtet, ohne deren Hilfe die umfangreichen Arbeiten im Gelände und Labor nicht möglich gewesen wären.

Stellvertretend für den Forstbezirk Marienberg möchte ich den Revierförstern Herrn Dalke und Herrn Schulz für die Erlaubnis zur messtechnischen Ausstattung des Untersuchungsgebietes und für das Entgegenkommen bei den Geländearbeiten danken. Aufbau und Betrieb der Klimastation wurden nur durch die kostenlose Bereitstellung der Grünlandfläche durch Herrn Junghans möglich.

Vielen Dank an die Laborantinnen Beate Winkler und Sieglinde Gerstenhauer für die Analyse zahlreicher Wasser- und Bodenproben sowie an die Mitarbeiter des Instituts für Hydrologie und des Instituts für Geotechnik für die Benutzung ausgewählter Laborgeräte. Thomas Günther danke ich für die Durchführung der refraktionsseismischen Messung und deren Inversion sowie für die Unterstützung bei der Inversion der geoelektrischen Daten.

Carsten Lorz möchte ich für das Gegenlesen der Arbeit und die vielen konstruktiven Anregungen danken. Antje Tittebrand danke ich für das schnelle, kritische Korrekturlesen und die hilfreichen Ratschläge und meinem Kollegen Michael Dietze danke ich für die Unterstützung bei den Übersetzungen ins Englische.

Aus ganzem Herzen möchte ich meinem Mann Thomas, meinen Kindern Tori und Miklas sowie meinen Eltern und meiner Schwiegermutter danken, die immer Verständnis für meine Arbeit und die zahlreichen Geländeaufenthalte hatten und mir mit Motivation, Geduld, Unterstützung bei der Kinderbetreuung, vielen guten Ratschlägen und Liebe stets zur Seite standen.

KURZFASSUNG

Die Minderung von Schäden durch Hochwasserereignisse bzw. Schadstofftransportprozesse ist nur auf der Basis ausreichender Informationen über die Abflussbildungsprozesse in den Einzugsgebieten zu erreichen. Letztere sind aufgrund ihrer Komplexität und Nichtlinearität jedoch nicht vollständig verstanden. In den Mittelgebirgen beispielsweise sind die hydrologischen Prozesse maßgeblich von den Eigenschaften der Hänge abhängig. Der oberflächennahe Untergrund an Hängen der zentraleuropäischen Mittelgebirge ist nahezu flächendeckend aus periglazialen Deckschichten aufgebaut. Diese gliedern sich in Haupt-, Mittel- und Basislage und unterscheiden sich hinsichtlich ihrer Lagerungsdichte, der Feinbodenart und dem Skelettgehalt. Ziel der vorliegenden Arbeit ist es, ein genaueres Prozessverständnis zur Abflussbildung an Hängen auf der Basis der räumlichen Verbreitung periglazialer Deckschichten und deren sedimentologischen und bodenphysikalischen Eigenschaften zu erhalten.

Das Untersuchungsgebiet ist ein 6 ha großes, forstlich bewirtschaftetes Quelleinzugsgebiet im Osterzgebirge, Sachsen. Es befindet sich in einer Hangdelle zwischen 521 und 575 m ü. NHN mit einer durchschnittlichen Hangneigung von 7°. Der mittlere Jahresniederschlag beträgt rund 930 mm. Das anstehende Gestein ist Graugneis. Der oberflächennahe Untergrund besteht aus zwei- und dreigliedrigen Deckschichten. Die Hauptlage ist aus gut durchwurzeltem, schluffig-lehmigem Material zusammengesetzt und besitzt eine geringe Lagerungsdichte. In der zentralen Hangdelle wird sie von einer Mittel- lage aus vergleichbarem, jedoch dichterem Material unterlagert. Die ubiquitär verbreitete, überwiegend sandige Basislage ist durch eine hohe Lagerungsdichte und hangparallel eingeregelte Bodenskelettkomponenten gekennzeichnet.

Auf der Punkt-, Hang- und Kleineinzugsgebietsskala werden hydrometrische, hydrochemische und geoelektrische Methoden sowie Färbeversuche eingesetzt, um auf die dominierenden Abflussbildungsprozesse schließen zu können. Parallel zur Erfassung der Quellschüttung werden Saugspannungsmessungen in einem engen räumlichen und zeitlichen Raster durchgeführt. Eine hydrochemische Quell-, Niederschlags- und Bodenwasseranalyse sowie die Auswertung der Quell- und Bodentemperatur geben Hinweise auf die Verweilzeit und die dominierenden Abflusskomponenten. Infiltrations- und Färbeversuche verdeutlichen kleinräumige Fließwege des Wassers innerhalb und am Übergang zwischen den Schichten und ermöglichen Aussagen über die Infiltrationseigenschaften bzw. die hydraulische Leitfähigkeit der periglazialen Deckschichten. Geoelektrische Messungen liefern flächenhafte Aussagen zur Wassersättigung des oberflächennahen Untergrundes.

Aus der Synthese der Teilergebnisse ergeben sich für das deckschichtengeprägte Quelleinzugsgebiet in Abhängigkeit von der Gebietsvorfeuchte drei Abflussprozesstypen. (1) Bei geringer Vorfeuchte dominiert vertikale Versickerung meist entlang von Wurzelbahnen in die Hauptlage und teilweise, ebenfalls über präferentielle Fließwege, in die Mittellage und die quellnahe obere Basislage. Dort wird das Wasser überwiegend durch Kapillarkräfte gebunden. Sättigungsoberflächenabfluss im Quellsumpf führt zu kurzen Quellschüttungsanstiegen und es werden Abflussbeiwerte von 0,1 % erreicht. (2) Bei mittlerer Vorfeuchte kommt es, bedingt durch die verminderte vertikale Versickerung in die Basislage, zu einer Aufsättigung in der Mittellage. Zeitverzögert dringt das Wasser auch in die oberen Bereiche der Basislage ein, so dass sich hier eine gesättigte Zone ausbildet. Begünstigt durch die hohe laterale hydraulische Leitfähigkeit der Basislage und die weiterhin verminderte vertikale Versickerung entsteht in der oberen Basislage Zwischenabfluss. Dieser führt zu einer länger anhaltenden Durchflusserhöhung am Vorfluter. Es werden Abflussbeiwerte von rund 4 % erreicht. (3) In den bodenhydrologisch feuchten Monaten, bei nahezu gesättigten Verhältnissen im Einzugsgebiet, infiltriert das Niederschlags- bzw. Schmelzwasser rasch von der Hauptlage über die Mittellage in die obere Basislage. Die hydraulisch anisotropen Eigenschaften der Basislage führen zu Zwischenabfluss in dieser Schicht. Durch die laterale Wasserzufuhr aus dem Hangbereich hin zur Quelle kommt es zu einem vertikalen Aufstieg von lokalem Grundwasser im quellnahen Bereich. Damit verbunden sind eine markante, lang anhaltende Erhöhung der Quellschüttung und hohe Abflussbeiwerte zwischen 14 und 35 %.

Es kann gefolgert werden, dass die Abflussbildungsprozesse des untersuchten Kleineinzugsgebietes im Ostererzgebirge durch die Struktur der periglazialen Deckschichten maßgeblich beeinflusst werden. Dabei sind die hydraulisch anisotropen Eigenschaften der Basislage von entscheidender Bedeutung. Sie besitzt durch ihre hohe Lagerungsdichte einerseits vertikal wasserstauende Eigenschaften. Andererseits kann Wasser, begünstigt durch das dominant sandige Substrat und das hangparallel eingeregelter Bodenskelett innerhalb der Schicht bevorzugt lateral geleitet werden. Unterschiedliche Vorfeuchtebedingungen und Niederschlagsmengen sowie das konkave Relief führen zu einem nicht-linearen Abflussverhalten des Quelleinzugsgebiets. Diese Erkenntnisse sollten zukünftig in Niederschlags-Abfluss- bzw. Schadstofftransportmodelle implementiert werden. Dazu ist die genauere Quantifizierung der anisotropen hydraulischen Leitfähigkeit der Basislage notwendig. Eine weitere Herausforderung für nachfolgende Studien stellt die Modellierung der vorfeuchteabhängigen Aktivierung unterschiedlich schneller Fließwege und -prozesse dar.

ABSTRACT

Mitigation of damages to floods and pollutant transport base on comprehensive information about the runoff generation within catchments. However, understanding of runoff processes is hither to limited because of their complexity and non-linearity. For instance, in subdued mountain ranges hydrological processes are predominantly controlled by slope characteristics. Relic periglacial cover beds are widespread on slopes of the central European subdued mountain ranges. They are classified into Upper Layer, Intermediate Layer and Basal Layer. Due to genetic differences they differ in bulk density, sediment texture and rate of coarse clasts. The aim of this study is to contribute to the understanding of runoff processes on slopes based on the spatial distribution as well as the sedimentological and pedophysical properties of slope deposits.

The study area is a 6 ha large forested spring catchment in the Eastern Ore Mountains, Saxony. The catchment ranges from 521 to 575 m elevation asl. It is formed as a slope hollow and has a mean slope inclination of approximately 7°. Mean annual precipitation is around 930 mm. Bedrock is gneiss overlain by periglacial cover beds with two or three layers. The Upper Layer consists of silty-loamy material with a low bulk density and many roots. In the central part of the slope hollow, it is underlain by a silty-loamy Intermediate Layer with a higher bulk density. The ubiquitous sandy-loamy Basal Layer is characterized by an even higher bulk density and coarse clasts oriented parallel to the slope.

On plot, hillslope and small catchment scales hydrometrical, hydrochemical and geophysical methods as well as tracer experiments are used to determine the constitutive runoff processes. Soil water tension is measured with high spatial and temporal resolution. In addition, spring discharge is gauged. Hydrochemical analyses of spring, precipitation and soil water as well as analyses of soil and spring water temperature result in information about retention time and dominating runoff components. Infiltration and tracer experiments reveal flow pathways within and between layers and, thus, provide information about infiltration characteristics and hydraulic conductivities. Geoelectrical measurements provide information about subsurface water saturation.

From the synthesis of partial results three pre-moisture controlled runoff-process-types are developed for the spring catchment with periglacial cover beds. (1) With low pre-moisture, vertical seepage dominates along preferential flow paths such as root remnants in the Upper, Intermediate and in the upper part of the Basal Layer close to the spring. Water is predominantly fixed by capillary force. In the spring bog, saturation overland flow causes short rises of discharge. The runoff coefficient amounts 0,1 %.

(2) With medium pre-moisture, the Intermediate Layer becomes saturated because of reduced vertical percolation into the Basal Layer. With time, water drains into the upper part of the Basal Layer, which saturates, too. Due to high lateral hydraulic conductivity of the Basal Layer and reduced vertical seepage, interflow occurs in the upper part of the Basal Layer. A persistently increasing discharge results from this behaviour. The runoff coefficient amounts 4 %. (3) Under high-saturated soil moisture conditions, precipitation or snow melt water percolates quickly from the Upper Layer through the Intermediate Layer and into the upper part of the Basal Layer. Anisotropic hydraulic properties of the Basal Layer cause interflow in the upper part of this layer. Close to the spring, lateral water flux from the slope reaches the deeper Basal Layer and leads to water rise up into overlying layers. The runoff coefficient amounts 14 to 35 %.

Main conclusion of this study is that runoff generation processes of the investigated small catchment in the Eastern Ore Mountains are significantly affected by the structure of relic periglacial cover beds. Thereby, the hydraulic anisotropic structure of the Basal Layer is the major control factor. On the one hand, this layer acts as an aquitard for seeping water because of its high bulk density. On the other hand, water within the layer is able to flow lateral because of the sandy texture and the coarse clasts oriented parallel to the slope. Pre-moisture, precipitation amount and the concave relief lead to non-linear runoff response of the spring catchment. These findings should be implemented into precipitation-runoff or pollutant-transport-models. Quantification of the anisotropic hydraulic conductivity of the Basal Layer is essential. In addition, the modelling of flow paths and runoff processes as a function of pre-moisture and time is a topic for future studies.

INHALTSVERZEICHNIS

Danksagung	III
Kurzfassung	IV
Abstract	VI
Inhaltsverzeichnis	VIII
Abbildungsverzeichnis	XI
Tabellenverzeichnis	XV
Abkürzungs- und Symbolverzeichnis	XVI
1 EINLEITUNG UND STAND DER FORSCHUNG	19
1.1 MOTIVATION	19
1.2 DECKSCHICHTENKONZEPT	21
1.3 ABFLUSSPROZESSE AN HÄNGEN	23
1.4 EINFLUSS PERIGLAZIALER DECKSCHICHTEN AUF DIE ABFLUSSBILDUNG	27
2 HYPOTHESEN UND ZIELSTELLUNG	32
3 UNTERSUCHUNGSGEBIET	33
3.1 LAGE UND AUSWAHL	33
3.2 GEOLOGISCHER BAU, RELIEF UND BODEN	33
3.3 KLIMA UND WASSERHAUSHALT	36
3.4 VEGETATION UND LANDNUTZUNG	39
4 METHODEN UND MESSEINRICHTUNGEN	41
4.1 MESSKONZEPT UND UNTERSUCHUNGSZEITRAUM	41
4.2 SEDIMENTOLOGISCHE UND BODENPHYSIKALISCHE METHODEN	43
4.2.1 Probennahme	43
4.2.2 Korngrößenanalyse, Lagerungsdichte-, Porositäts- und Bodenskelettgehaltsbestimmung	44
4.2.3 Bestimmung der Infiltrationsrate und hydraulischen Leitfähigkeit	45
4.3 ERFASSUNG DER METEOROLOGISCHEN GRÖßEN	46
4.3.1 Klimastationsbeschreibung	46
4.3.2 Niederschlagsmessung und -korrektur	47
4.3.3 Verdunstungsberechnung	49

4.4	HYDROMETRISCHE METHODEN	50
4.4.1	Bestimmung der Saugspannung	50
4.4.2	Berechnungsansatz zur Abschätzung von Bodenwasserflüssen	53
4.4.3	Bodenfeuchtemessung mittels Frequency Domain (FD) - Verfahren	54
4.4.4	Ermittlung der Bodenwassercharakteristik	54
4.4.5	Durchflussmessung	56
4.5	Hydro- und festphasenchemische Analytik	60
4.5.1	Wasserprobennahme	60
4.5.2	Wasseranalytik und Stofffrachtberechnung	61
4.5.3	Festphasenchemische Analytik	61
4.6	MESSUNG DER BODEN- UND QUELLWASSEITEMPERATUR	62
4.7	FÄRBEVERSUCHE	62
4.8	GEOPHYSIKALISCHE METHODEN	64
4.8.1	Geoelektrische Widerstandskartierung	64
4.8.2	Bestimmung von Widerstands-Sättigungs-Beziehungen	67
4.8.3	Geoelektrisches Monitoring	68
4.8.4	Refraktionsseismik	70
4.9	DATENVERARBEITUNG UND STATISTISCHE AUSWERTEVERFAHREN	71
5	ERGEBNISSE UND DISKUSSION	72
5.1	DER OBERFLÄCHENNAHE UNTERGRUND IM UNTERSUCHUNGSGBIET	72
5.1.1	Verbreitung und Aufbau der periglazialen Deckschichten	72
5.1.2	Leitprofil 1	74
5.1.3	Leitprofil 2	77
5.1.4	Bodenhydraulische Eigenschaften der periglazialen Lagen	79
5.2	METEOROLOGISCHE UND HYDROLOGISCHE SITUATION IM UNTERSUCHUNGSZEITRAUM	82
5.2.1	Meteorologische Situation	82
5.2.2	Hydrologische Situation	83
5.3	UNTERSUCHUNG DES JAHRESZEITLICHEN VERLAUFES DER SAUGSPANNUNG UND DES EINFLUSSES DER VORFEUCHTE AUF DIE QUELLSCHÜTTUNG	86
5.3.1	Einführung	86
5.3.2	Hangstationen	86
5.3.3	Quellnahe Stationen	91
5.3.4	Zusammenfassung und Diskussion	94
5.4	EREIGNISBEZOGENE AUSWERTUNG DER HYDROMETRISCHEN DATEN	97
5.4.1	Überblick zu den Niederschlag-Abfluss-Ereignissen	97
5.4.2	Niederschlag-Abfluss-Ereignisse mit geringer Gebietsvorfeuchte	99
5.4.3	Niederschlag-Abfluss-Ereignisse mit mittlerer Gebietsvorfeuchte	107
5.4.4	Niederschlag-Abfluss-Ereignisse mit hoher Gebietsvorfeuchte	115
5.4.5	Zusammenfassung und Diskussion	126

5.5	ANALYSE DER HYDROCHEMISCHEN PARAMETER UND DES TEMPERATURVERLAUFES	127
5.5.1	Einführung	127
5.5.2	Atmosphärische Deposition und Stoffaustrag	127
5.5.3	Bodenlösungs- und Quellwasseranalyse	128
5.5.4	Ableitungen aus der Boden- und Quellwassertemperatur	135
5.5.5	Zusammenfassung	139
5.6	FÄRBEVERSUCHE	140
5.6.1	Färbeversuch mit Doppelring-Infiltrrometer	140
5.6.2	Färbeversuche mit Beregnungsanlage	141
5.6.3	Zusammenfassung	143
5.7	GEOELEKTRISCHE UNTERSUCHUNGEN	144
5.7.1	Einführung	144
5.7.2	Widerstands-Sättigungs-Beziehungen	144
5.7.3	Geoelektrische Kartierung	145
5.7.4	Geoelektrisches Monitoring	151
5.7.5	Zusammenfassung	153
6	SYNTHESE	154
6.1	EINFÜHRUNG	154
6.2	PROZESSBESCHREIBUNG - GERINGE GEBIETSVORFEUCHTE	154
6.3	PROZESSBESCHREIBUNG - MITTLERE GEBIETSVORFEUCHTE	156
6.4	PROZESSBESCHREIBUNG - HOHE GEBIETSVORFEUCHTE	158
7	FAZIT UND METHODENKRITIK	160
8	LITERATURVERZEICHNIS	166
9	ANHANG	179

ABBILDUNGSVERZEICHNIS

Abb. 1:	Schema zur Verbreitung periglazialer Deckschichten in zentraleuropäischen Mittelgebirgen.....	21
Abb. 2:	Komponenten und Prozesse im System „hydrologisches Einzugsgebiet“	23
Abb. 3 :	Einfluss der Einzugsgebietseigenschaften auf die dominierenden Abflussprozesse.....	25
Abb. 4:	Skalenabhängigkeit hydrologischer Prozesse	26
Abb. 5:	Lage des Untersuchungsgebiets	33
Abb. 6:	Ausschnitt aus der geologischen Übersichtskarte 1:400.000 Sachsen mit Lage des Untersuchungsgebietes	34
Abb. 7:	Relief (a) und Hangneigung (b) des Quelleinzugsgebietes	35
Abb. 8:	Klimadiagramm Mulda	36
Abb. 9:	Quellsumpf des Untersuchungsgebietes	37
Abb. 10:	Abflussregime der Freiburger Mulde, Pegel Berthelsdorf	38
Abb. 11:	Vegetation und Messeinrichtungen im quellnahen Untersuchungsgebiet	39
Abb. 12:	Forstwirtschaftliche Straßen im Quelleinzugsgebiet	40
Abb. 13:	Übersicht zu den verwendeten Methoden	41
Abb. 14:	Quelleinzugsgebiet mit Lage der Bohrungen und Schürfgruben	43
Abb. 15:	Lage der Niederschlagsmessgeräte im Untersuchungsgebiet	48
Abb. 16:	Einbauposition der Tensiometer	52
Abb. 17:	Messwehr mit Zulaufgerinne und Bemaßung	56
Abb. 18:	Wasserstands-Durchfluss-Beziehung des Messwehrs im Untersuchungsgebiet (a) und Regression zwischen gemessenem und berechnetem Durchfluss (b).....	57
Abb. 19:	Schematische Darstellung zur Abgrenzung von Abflussereignissen.....	58
Abb. 20:	Einbauposition der Saugkerzen	60
Abb. 21:	Färbeversuch mit einem Doppelring-Infiltrometer	63
Abb. 22:	Schematische Darstellung der Beregnungsanlage (a) und Foto der beregneten Fläche (b)	63
Abb. 23:	Messprinzip der Gleichstromgeoelektrik mit einer Vierpunktanordnung.....	64
Abb. 24:	Elektrodenkonfigurationen der Gleichstromgeoelektrik.....	65
Abb. 25:	Lage der Profile der geoelektrischen Kartierungen und Lage der Tensiometerstationen (blau: Kartierung vom 21.-22.10.08; lila: Kartierung vom 04.06.09)	66
Abb. 26:	Messaufbau zur Bestimmung der Widerstands-Sättigungs-Beziehungen im Labor	68
Abb. 27:	Regionsmodelle für die Inversion von Profil A und B des geoelektrischen Monitorings.....	69
Abb. 28:	Prinzipskizze zum Messaufbau der Refraktionsseismik (links) und Lage des Profils der refraktionsseismischen Messung	70
Abb. 29:	Einzugsgebiet mit Verbreitung der zwei- und dreilagigen Deckschichten (links) und Profilschnitt durch das Quelleinzugsgebiet mit Mächtigkeit der periglazialen Lagen ([rechts], LH = Hauptlage, LM = Mittellage, LB = Basislage)	72
Abb. 30:	P-Wellen-Geschwindigkeitsmodell des oberflächennahen Untergrundes im Untersuchungsgebiet mit Lage des Profils (rechts)	73
Abb. 31:	Leitprofil 1 - allgemeine Angaben und Foto	74

Abb. 32:	Toncutan aus dem Übergangsbereich zwischen Mittel- und Basislage (Leitprofil 1)	75
Abb. 33:	Korngrößenverteilung des Leitprofils 1 (LH ... Hauptlage, LM ... Mittellage, LB ... Basislage)	76
Abb. 34:	Leitprofil 2 - allgemeine Angaben und Foto	77
Abb. 35:	Korngrößenverteilung des Leitprofils 2 (LH ... Hauptlage, LB ... Basislage)	78
Abb. 36:	Boxplot-Diagramme der feldgesättigten hydraulischen Leitfähigkeiten der Haupt-, Mittel- und Basislage	80
Abb. 37:	Minimale, maximale und aus dem Median ermittelte pF-Kurven (Geländedaten) sowie die im Labor gemessene pF-Kurve des Leitprofils 1 für Haupt-, Mittel- und Basislage	80
Abb. 38:	Steinoberseite mit Schluffkappe (a), vergrößerter Ausschnitt der Schluffkappe (b) sowie blanke Steinunterseite (c)	81
Abb. 39:	Niederschlags- und Temperaturverlauf an der Klimastation Mulda für 2008 und 2009	82
Abb. 40:	Häufigkeit der Windrichtungen im Jahr 2008	83
Abb. 41:	Quellschüttungsganglinie und Freilandniederschlag (Tagessumme) für den Zeitraum von Oktober 2007 bis Mai 2009	83
Abb. 42:	Diagramm mit kumulativer Darstellung der Wasserhaushaltsgrößen für 2008	85
Abb. 43:	Saugspannungs-Isoplethen der Hangstationen H1a, H1b, H2a, H2b, H3a und H3b mit Niederschlag und Quellschüttung	87
Abb. 44:	Boxplot-Diagramme der Saugspannungstagesmittel der Stationen H1a / H1b bis H3a / H3b getrennt nach Lagen (n > 1200)	88
Abb. 45:	Lagenspezifische Beziehung zwischen der Saugspannung der Hangstationen H1a/b bis H3a/b (Median der Tagesmittel) und der Quellschüttung	89
Abb. 46:	Saugspannungs-Isoplethen der Hangstationen H4a und H4b mit Niederschlag und Quellschüttung	90
Abb. 47:	Lagenspezifische Beziehung zwischen der Saugspannung der Hangstationen H4a / H4b (Median der Tagesmittel) und der Quellschüttung	91
Abb. 48:	Saugspannungs-Isoplethen der quellnahen Stationen D1a, D1b, D2a, D2b, D3a und D3b mit Niederschlag und Quellschüttung	92
Abb. 49:	Boxplot-Diagramme der Saugspannungstagesmittel der Stationen D1a / D1b bis D3a / D3b nach Lagen (n > 1200)	93
Abb. 50:	Lagenspezifische Beziehung zwischen der Saugspannung der quellnahen Stationen D1a / D1b bis D3a / D3b (Median der Tagesmittel) und der Quellschüttung	94
Abb. 51:	Quellschüttung und Niederschlag mit ausgewählten Niederschlag-Abfluss-Ereignissen (rote Umrandung)	97
Abb. 52:	Niederschlag-Abfluss-Ereignis A-1; Verlauf der hydraulischen Potentiale und Tiefenverlauf der Saugspannung in Zeitschritten (rot punktierte Linie) an den Tensiometerstationen H1a, H2b und H4a (Mitte: vergrößerte Achseneinteilung)	100
Abb. 53:	Niederschlag-Abfluss-Ereignis A-1; Verlauf der hydraulischen Potentiale und Tiefenverlauf der Saugspannung in Zeitschritten (rot punktierte Linie) an den Tensiometerstationen D1b und D2b sowie Quellschüttung (Mitte: vergrößerte Achseneinteilung)	101
Abb. 54:	Niederschlag-Abfluss-Ereignis A-2; Verlauf der hydraulischen Potentiale und Tiefenverlauf der Saugspannung in Zeitschritten (rot punktierte Linie) an den Tensiometerstationen H1a, H2b und H4a (Mitte: vergrößerte Achseneinteilung)	104
Abb. 55:	Niederschlag-Abfluss-Ereignis A-2; Verlauf der hydraulischen Potentiale und Tiefenverlauf der Saugspannung in Zeitschritten (rot punktierte Linie) an den Tensiometerstationen D1b und D2b sowie Quellschüttung (Mitte: vergrößerte Achseneinteilung)	105

Abb. 56:	Niederschlag-Abfluss-Ereignis B-1; Verlauf der hydraulischen Potentiale und Tiefenverlauf der Saugspannung in Zeitschritten (rot punktierte Linie) an den Tensiometerstationen H1a, H2a und H4a (Mitte: vergrößerte Achseneinteilung)	108
Abb. 57:	Niederschlag-Abfluss-Ereignis B-1; Verlauf der hydraulischen Potentiale und Tiefenverlauf der Saugspannung in Zeitschritten (rot punktierte Linie) an den Tensiometerstationen D1b und D2b sowie Quellschüttung (Mitte: vergrößerte Achseneinteilung)	109
Abb. 58:	Niederschlag-Abfluss-Ereignis B-2; Verlauf der hydraulischen Potentiale und Tiefenverlauf der Saugspannung in Zeitschritten (rot punktierte Linie) an den Tensiometerstationen H1a, H2a und H4a (Mitte: vergrößerte Achseneinteilung)	113
Abb. 59:	Niederschlag-Abfluss-Ereignis B-2; Verlauf der hydraulischen Potentiale und Tiefenverlauf der Saugspannung in Zeitschritten (rot punktierte Linie) an den Tensiometerstationen D1b und D2b sowie Quellschüttung (Mitte: vergrößerte Achseneinteilung)	114
Abb. 60:	Niederschlag-Abfluss-Ereignis C-1; Verlauf der hydraulischen Potentiale und Tiefenverlauf der Saugspannung in Zeitschritten (rot punktierte Linie) an den Tensiometerstationen H1a, H2a und H4a (Mitte: vergrößerte Achseneinteilung)	116
Abb. 61:	Niederschlag-Abfluss-Ereignis C-1; Verlauf der hydraulischen Potentiale und Tiefenverlauf der Saugspannung in Zeitschritten (rot punktierte Linie) an den Tensiometerstationen D1b und D2b sowie Quellschüttung (Mitte: vergrößerte Achseneinteilung)	117
Abb. 62:	Niederschlag-Abfluss-Ereignis C-2; Verlauf der hydraulischen Potentiale und Tiefenverlauf der Saugspannung in Zeitschritten (rot punktierte Linie) an den Tensiometerstationen H1a, H2a und H4a (Mitte: vergrößerte Achseneinteilung)	120
Abb. 63:	Niederschlag-Abfluss-Ereignis C-2; Verlauf der hydraulischen Potentiale und Tiefenverlauf der Saugspannung in Zeitschritten (rot punktierte Linie) an den Tensiometerstationen D1b und D2b sowie Quellschüttung (Mitte: vergrößerte Achseneinteilung)	121
Abb. 64:	Tensiometerstation D1a am 16.03.2009	123
Abb. 65:	Niederschlag-Abfluss-Ereignis C-3; Verlauf der hydraulischen Potentiale an den Tensiometerstationen H4a, H2a und D1a sowie Quellschüttung (Mitte: vergrößerte Achseneinteilung).....	124
Abb. 66:	Niederschlag-Abfluss-Ereignis C-4; Verlauf der hydraulischen Potentiale an den Tensiometerstationen H4a, H2a und D1b sowie Quellschüttung (Mitte: vergrößerte Achseneinteilung).....	125
Abb. 67:	Sulfat-, Calcium- und Magnesiumkonzentrationsverlauf des Bodenwassers an der Saugkerzenstation S1 und des Quellwassers sowie Quellschüttungsganglinie für den Zeitraum vom 30.09.2008 bis 27.01.2009	132
Abb. 68:	Zusammenhang zwischen dem Durchfluss und der Calcium- und Magnesiumkonzentration des Quellwassers für den Zeitraum vom 30.09.2008 bis 27.01.2009.....	134
Abb. 69:	Quellwasser- (a) und Lufttemperatur (b) für den Zeitraum von November 2007 bis Mai 2009 .	135
Abb. 70:	Tagesmittel der Quell- und Bodentemperaturen (quellnahe Tensiometerstation D1a) für den Zeitraum von Dezember 2007 bis Mai 2009.....	136
Abb. 71:	Luft- und Bodentemperaturganglinie sowie Verlauf der hydraulischen Potentiale an Station D1a für den Zeitraum vom 10.12. bis 31.12.2008.....	137
Abb. 72:	Luft- und Bodentemperaturganglinie sowie Verlauf der hydraulischen Potentiale an Station D1a für den Zeitraum vom 20.02. bis 31.03.2009.....	138
Abb. 73:	Luft- und Bodentemperaturganglinie sowie Verlauf der hydraulischen Potentiale an den Stationen H2a und H1b für den Zeitraum vom 20.02. bis 31.03.2009	138
Abb. 74:	Mit Brilliant Blue markiertes Dreischichtprofil nach Färbeversuch mit Doppelring-Infiltrimeter (LH...Hauptlage, LM...Mittellage, LB...Basislage)	140

Abb. 75:	Mit Brilliant Blue markiertes Dreischichtprofil nach Färbeversuch mit Beregnungsanlage am 01.06.2011; schwarzes Oval: leichte Verfärbungen in Mittel- und Basislage (LH...Hauptlage, LM...Mittellage, LB...Basislage).....	141
Abb. 76:	Mit Brilliant Blue markiertes Zweischichtprofil nach Färbeversuch mit Beregnungsanlage am 28.04.2011 (LH...Hauptlage, LB...Basislage)	142
Abb. 77:	Mit Brilliant Blue markierte Bodenskelettkomponenten nach Färbeversuch mit Beregnungsanlage	143
Abb. 78:	Widerstands-Sättigungs-Beziehungen für Haupt- und Mittellage (0 bis < 0,9 m) sowie für die Basislage ($\geq 0,9$ m)	144
Abb. 79:	Randbedingungen (Saugspannung und Bodentemperatur der Stationen H1a und H4a) der geoelektrischen Kartierung vom 21.10. bis 22.10.2008	145
Abb. 80:	Widerstandsverteilung im oberflächennahen Untergrund am 21.-22.10.2008	146
Abb. 81:	Sättungsverteilung im oberflächennahen Untergrund am 21.-22.10.2008	147
Abb. 82:	Randbedingungen (Saugspannung und Bodentemperatur der Stationen D2a und H1a) der geoelektrischen Kartierung vom 04.06.2009	148
Abb. 83:	Widerstandsverteilung im quellnahen Bereich am 04.06.2009	149
Abb. 84:	Sättungsverteilung im quellnahen Bereich am 04.06.2009.....	150
Abb. 85:	Tiefenspezifischer Tagesmedian der Saugspannung der Stationen H1a-H3a in täglichem Intervall (a) und im Messintervall (b) sowie Verlauf des Medians des temperaturkorrigierten spezifischen elektrischen Widerstands an Profil A je Tiefenbereich im Messintervall (c).....	151
Abb. 86:	Prozessmodell für einen Gebietszustand mit geringer Vorfeuchte: (a) Gebietszustand vor Niederschlag, (b) Gebietszustand und Prozesse während Niederschlag.....	155
Abb. 87:	Prozessmodell für einen Gebietszustand mit mittlerer Vorfeuchte: (a) Gebietszustand vor Niederschlag, (b) Gebietszustand und Prozesse während Niederschlag, (c) Gebietszustand und Prozesse nach Niederschlagsende.....	157
Abb. 88:	Prozessmodell für einen Gebietszustand mit hoher Vorfeuchte: (a) Gebietszustand vor Niederschlag, (b) Gebietszustand und Prozesse während Niederschlag, (c) Gebietszustand und Prozesse nach fortgeschrittenem Niederschlag, (d) Abflusskonzentration in der Tiefenlinie der Hangdelle.....	159

TABELLENVERZEICHNIS

Tab. 1:	Literaturangaben zur gesättigten bzw. feldgesättigten hydraulische Leitfähigkeit der Hauptlage ..	27
Tab. 2:	Zeitplan der durchgeführten Untersuchungen	42
Tab. 3:	Sensoren der Klimastation	46
Tab. 4:	Informationen zur Vergleichsklimastation für die Datenlückenschließung und Daten der Regressionsanalyse	47
Tab. 5:	Messtechnik zur Niederschlagserfassung	47
Tab. 6:	Koeffizienten der Niederschlagskorrekturfunktion in Abhängigkeit von der Niederschlagsart und der Horizontabschirmung	49
Tab. 7:	Sensorbeschreibung Tensiometer (Messung der Saugspannung)	50
Tab. 8:	Saugspannungsklassen	51
Tab. 9:	Sensorbeschreibung FD-Sonde	54
Tab. 10:	Sensorbeschreibung Pegelsonde	56
Tab. 11:	Sensorbeschreibung Tensiometer (Messung der Bodentemperatur)	62
Tab. 12:	Bodenkundliche, sedimentologische und bodenphysikalische Eigenschaften des Leitprofils 1	75
Tab. 13:	Bodenchemische Eigenschaften des Leitprofils 1	76
Tab. 14:	Bodenkundliche, sedimentologische und bodenphysikalische Eigenschaften des Leitprofils 2	78
Tab. 15:	Bodenhydraulische Parameter der periglazialen Lagen im Untersuchungsgebiet	79
Tab. 16:	Gewässerkundliche Hauptzahlen des untersuchten Quellpegels (für November 2007 bis Mai 2009)	84
Tab. 17:	Randbedingungen und Charakteristik der ausgewählten Niederschlag-Abfluss-Ereignisse (mit S = mittlere Saugspannung der einzelnen Lagen, N_{ges} = Gesamtniederschlag, Q_A = Anfangsdurchfluss, Q_S = Scheiteldurchfluss, Ψ = Abflussbeiwert)	98
Tab. 18:	Hydraulische Gradienten der Stationen D1b und H1a für das Niederschlag-Abfluss-Ereignis A-1 .	102
Tab. 19:	Hydraulische Gradienten der Stationen D1b und H1a für das Niederschlag-Abfluss-Ereignis A-2 .	106
Tab. 20:	Hydraulische Gradienten der Stationen D1b und H1a für das Niederschlag-Abfluss-Ereignis B-1 .	110
Tab. 21:	Hydraulische Gradienten der Stationen D1b und H1a für das Niederschlag-Abfluss-Ereignis B-2 .	112
Tab. 22:	Hydraulische Gradienten der Stationen D1b und H1a für das Niederschlag-Abfluss-Ereignis C-1 .	118
Tab. 23:	Hydraulische Gradienten der Stationen D1b und H1a für das Niederschlag-Abfluss-Ereignis C-2 .	122
Tab. 24:	Stoffeintrag über den Freiland- bzw. Bestandesniederschlag und Stoffaustrag über die Quelle für das Jahr 2008 (alle in $kg\ ha^{-1}a^{-1}$)	127
Tab. 25:	Konzentration der Hauptinhaltsstoffe sowie pH- und Leitfähigkeitswerte des Niederschlags-, Boden- und Quellwassers des Untersuchungsgebietes (Median; Zeitraum vom 01.11.2007 bis 30.04.2009)	129
Tab. 26:	Rangkorrelationskoeffizienten und Signifikanz der Zusammenhänge zwischen Quellwasser- und Bodenwasser an den Saugkerzenstationen S1 bis S3 bezüglich ausgewählter hydrochemische Parameter und der elektrischen Leitfähigkeit in verschiedenen Bodentiefen (signifikante $r_R \geq 0,6$ hervorgehoben)	130
Tab. 27:	Ergebnis der Korrelationsanalyse zwischen dem spezifischen elektrischen Widerstand des geoelektrischen Monitorings Profil A und der Saugspannung an H1a bis H3a ($n = 24$, r_R ... Rangkorrelationskoeffizient, p ... Signifikanzwert)	152

ABKÜRZUNGS- UND SYMBOLVERZEICHNIS

ABKÜRZUNGEN:

Ah	humoser mineralischer Oberbodenhorizont
Al	Aluminium
BA	Bodenart
BERT	Boundless Electrical Resistivity Tomography
BGR	Bundesanstalt für Geowissenschaften und Rohstoffe
BMU	Bundesministerium für Umwelt, Naturschutz und Reaktorsicherheit
Bv	verbraunter, verlehmt mineralischer Unterbodenhorizont
Ca	Calcium
CCHP	Constant Head Permeameter
Cl	Chlorid
Cv	verwitterter mineralischer Untergrundhorizont
DC2dInvRes	Direct Current 2D Inversion and Resolution
DGM	digitales Geländemodell
DOC	Dissolved Organic Carbon
DVWK	Deutsche Vereinigung für Wasserwirtschaft, Abwasser und Abfall
EC	Elektrische Leitfähigkeit
EU	Europäische Union
Fa.	Firma
FAO	Food and Agriculture Organization
FD	Frequency Domain
Fe	Eisen
GIMLi	Generalized Inversion and Modelling Library
GOK	Geländeoberkante
HHQ	höchster Hochwasserdurchfluss
HW	Hochwert
IHI	Internationales Hochschulinstitut Zittau
K	Kalium
k.A.	keine Angaben
LB	Basislage
LfUG	Landesamt für Umwelt und Geologie
LfULG	Landesamt für Umwelt, Landwirtschaft und Geologie
LIAG	Leibnitz-Institut für angewandte Geophysik
LM	Mittellage
LWF	Bayerische Landesanstalt für Wald und Forstwirtschaft
Mg	Magnesium
Mn	Mangan
MQ	mittlerer Durchfluss
n.b.	nicht bestimmt
n. Br.	nördliche Breite
Na	Natrium
NH ₄	Ammonium

NNQ	niedrigster Niedrigwasserdurchfluss
NO ₂	Nitrit
NO ₃	Nitrat
ö. L.	östliche Länge
O-PO ₄	Ortho-Phosphat
Oxi	Oxidationsmerkmale
Red	Reduktionsmerkmale
RETC	Retention Curve Program for unsaturated soils
RW	Rechtswert
(S)-Cv	verwitterter mineralischer Untergrundhorizont mit Stauwassereinfluss
Sdw	schwach wasserstauender mineralischer Unterbodenhorizont
Sl2	schwach lehmiger Sand
Sl4	stark lehmiger Sand
SMUL	Sächsisches Staatsministerium für Umwelt und Landwirtschaft
SO ₄	Sulfat
Su2	schwach schluffiger Sand
TC	Toncutane
TDR	Time Domain Reflectometry
TU	Technische Universität
ü. NHN	über Normalhöhennull
Uls	sandig-lehmiger Schluff
WASY	Gesellschaft für wasserwirtschaftliche Planung und Systemforschung

SYMBOLE:

a	Elektrodenabstand
α	Temperatur-Kompensationsfaktor
A	Formfaktor zur Berechnung der feldgesättigten hydraulischen Leitfähigkeit
A _E	Quelleinzugsgebietsfläche
b	Niederschlagskorrektur-Koeffizient
B	Wehrbreite
d _B	Trockenrohdichte
d _F	Korndichte
D _i	Rangplatzdifferenz
e _s	Sättigungsdampfdruck
g	Erdbeschleunigung
grad(Ψ_h)	hydraulischer Gradient
h	Überfallhöhe des Messwehres
H	Wasserüberstauhöhe im Bohrloch
k	Speicherkonstante
K	Konfigurationsfaktor
K _{fs}	feldgesättigte hydraulische Leitfähigkeit
m _{tr}	Trockenmasse
m _{Zyl}	Gewicht des Stechzylinders
Φ	Porosität
n	Anzahl der Fälle

N	Niederschlag
N_{korr}	korrigierter Niederschlag
P	Signifikanz
Q	Durchfluss
Q_A	Anfangsdurchfluss
Q_{Fluss}	Flussrate
Q_S	Scheiteldurchfluss
r_P	Produkt-Moment-Korrelationskoeffizient
r_R	Rangkorrelationskoeffizient
s	Steigung der Sättigungsdampfdruckkurve
S	Saugspannung
S_{max}	maximale Sättigung
S_r	residuale Sättigung
S_w	Wassersättigung
t	Zeit
T	Temperatur
t_{Test}	T-Test
U	relative Luftfeuchte
v_2	Windgeschwindigkeit in 2 m Höhe
V_{ges}	Probenvolumen
w_0	Wehrhöhe
x_i	normalverteilte Variable
y	normalverteilte Variable
z	Tiefe
α	Leerlaufkoeffizient
α^*	bodenartenabhängige Größe zur Berechnung der feldgesättigten hydraulischen Leitfähigkeit
β	Öffnungswinkel des Dreieckwehrs
γ	Psychrometerkonstante
γ^*	modifizierte Psychrometerkonstante
ε	Niederschlagskorrektur-Koeffizient
μ	Überfallbeiwert
ρ	spezifischer elektrischer Widerstand
ρ_w	Porenwasserwiderstand
ψ	Abflussbeiwert
ψ_{ges}	Gesamtpotential
ψ_h	hydraulisches Potential
ψ_m	Matrixpotential
ψ_o	osmotisches Potential
ψ_p	Druckpotential
ψ_z	Gravitationspotential
ψ_Ω	Auflastpotential

1 EINLEITUNG UND STAND DER FORSCHUNG

1.1 MOTIVATION

Das Elbehochwasser 2002 forderte allein in Deutschland 30 Todesopfer und verursachte Schäden von mehr als 25 Milliarden Euro (OPP 2004, NIEDERMEYER 2005). Nach GRÄFE (2004) und BÜTTNER (2009) führte der geringe Gebietsrückhalt der im Erzgebirge liegenden Teileinzugsgebiete dazu, dass bei diesem Extremereignis zwischen 40 und 75 % der gefallen Niederschläge innerhalb kürzester Zeit in die Vorfluter gelangte und dabei sehr hohe, lang andauernde Abflüsse generierte. Ungeklärt bleibt, welcher Wassersättigungsgrad der Böden vor Ereignisbeginn vorlag und welche Abflussprozesse zu diesen extremen Reaktionen in den Einzugsgebieten führten (BÜTTNER 2009).

Simulationen zufolge wird sich in den nächsten Jahrzehnten die Anzahl der sommerlichen Starkniederschläge erhöhen und die Winterniederschläge werden in vielen Gebieten der gemäßigten Breiten zunehmen (PALMER & RÄISÄNEN 2002, LORENZ et al. 2005, MENZEL & KUNDZEWICZ 2005, SCHÖNWIESE & TRÖMEL 2005). Damit ist ein steigendes Hochwasserrisiko verbunden (SIVAKUMAR 2011), wobei Hochwasserereignisse laut aktuellem Report der EUROPEAN ENVIRONMENTAL AGENCY (2011) die derzeit kostenintensivsten Naturkatastrophen sind. Es ist daher von außerordentlicher Bedeutung, präzise Prognosen über die Abflussbildungsprozesse in den Hochwasserentstehungsgebieten zu treffen und die Reaktion der Einzugsgebiete und Pegel auf Niederschlagsereignisse bzw. Schneeschmelzen zu kennen (McDONNELL et al. 2007). Denn nur auf der Basis ausreichender Informationen über die komplexen Wirkungszusammenhänge bei der Entstehung und dem Abfluss von Hochwässern, ist eine Vermeidung oder Minderung von Schäden durch Hochwasserereignisse zu erreichen (SIEKER 2007).

Ein weiteres Problemfeld stellt die Schadstoffbelastung von Oberflächengewässern und des Grundwassers dar. Wenn Schadstoffe nicht auf direktem Wege in den Wasserkörper gelangen, dann finden die Stofftransport- und Stoffumsatzprozesse vorwiegend im oberflächennahen Untergrund, der *Critical Zone* der Einzugsgebiete statt (ANGIER & MCCARTY 2008, LIN 2010). Um die Wiederherstellung des guten Zustandes der belasteten Gewässer gemäß EU-Wasserrahmenrichtlinie 2000/60/EG zu erreichen, ist es aus diesem Grund notwendig, die hydraulischen Eigenschaften des oberflächennahen Untergrunds zufriedenstellend nachzubilden und damit quantitative Vorhersagen zu Schadstofftransport und -eintrag treffen zu können (SCHERZER et al. 2006, PLATE et al. 2008).

Die Genauigkeit der Hochwasservorhersage und des Schadstofftransports ist für hydrologische Systeme, bei denen oberflächennahe Fließwege eine entscheidende Rolle spielen, nach RESZLER et al. (2006) und SIDLE (2006) bisher nicht zufriedenstellend. Um diese zu verbessern, ist die Kenntnis der Abflussbildungs- und -konzentrationsprozesse in den hydrologischen Einzugsgebieten unabdingbar (UHLENBROOK 2005a).

Diese Prozesse sind jedoch noch nicht vollständig verstanden (SIVAPALAN et al. 2003, McDONNELL et al. 2007), da physikalische und hydraulische Bodenparameter räumlich stark variieren (OTT 1999, RESZLER et al. 2006) und meist nichtlineare, komplexe raumzeitliche Verknüpfungen zwischen oberflächennahem und unterirdischem Abfluss existieren (UHLENBROOK 2005a, TILCH et al. 2006). Nach McDONNELL et al. (2007) reicht es nicht aus, die Heterogenitäten in den Kleineinzugsgebieten zu erfassen, sondern es gilt herauszustellen, warum sie existieren und wie sie die Fließwege des Wassers beeinflussen. Erst wenn verstanden ist, welche Funktion die Einzugsgebietseigenschaften ausüben und welche Abflussbildungsprozesse dominieren, können Vorhersagen auch für weniger intensiv untersuchte Einzugsgebiete (*Ungauged Basins*) getroffen werden. Und erst dann kann ein Skalentransfer stattfinden, um ganze Flusseinzugsgebiete zu modellieren und damit Hochwässer und Schadstoffeinträge besser vorhersagen zu können (SCHUMANN 1999, SIVAPALAN et al. 2003, TETZLAFF et al. 2010).

Hänge können als die wesentlichen Landschaftselemente hydrologischer Einzugsgebiete aufgefasst werden (TALEBI et al. 2008, GRAHAM et al. 2010a). Der Großteil des Niederschlags gelangt über die Hänge zum Gerinne, sie fungieren demnach als terrestrisches Bindeglied zwischen der Atmosphäre und dem Vorfluter (KIRKBY 1985). Die hanghydrologischen Prozesse in Einzugsgebieten sind hauptsächlich von den Wechselwirkungen und Rückkopplungen mit den Strukturen des Hanges und des Hangsediments abhängig und bestimmen maßgeblich, wie schnell der Niederschlag den Vorfluter erreicht bzw. wie lange das Wasser im System gespeichert wird (TALEBI et al. 2008, WENNINGER et al. 2008). McDONNELL (2003) fordert, Verknüpfungen zwischen geomorphologischen Formen und den daraus resultierenden Prozessen näher zu untersuchen.

Der oberflächennahe Untergrund an Hängen ist in den zentraleuropäischen Mittelgebirgen, dem Entstehungsgebiet zahlreicher Hochwässer, aus periglazialen Deckschichten („Lagen“, „Hangsedimenten“) aufgebaut. Letztere kommen nahezu flächenhaft an Mittelgebirgshängen vor und unterscheiden sich aufgrund ihrer differenzierten Genese in ihren bodenphysikalischen und sedimentologischen Eigenschaften. Daraus sind wiederum räumliche wie vertikale Unterschiede in den hydraulischen Eigenschaften der Lagen ableitbar. (KLEBER 2004)

Mit diesem aus der Geomorphologie stammenden Wissen zum Aufbau des oberflächennahen Untergrundes an Mittelgebirgshängen eröffnet sich ein Weg, das hydrologische Verhalten der im Erzgebirge liegenden Gewässereinzugsgebiete besser zu verstehen. Es gilt zu untersuchen, welchen Einfluss diese flächenhaft verbreitete Struktur der periglazialen Deckschichten auf die Abflussbildungsprozesse hat und bei welchen Vorfeuchtebedingungen sowie über welche Fließwege ein Großteil der Niederschläge abflusswirksam wird.

1.2 DECKSCHICHTENKONZEPT

Der oberflächennahe Untergrund der Mittelgebirge Zentraleuropas ist während des Pleistozäns flächendeckend durch Prozesse wie Gelifluktion, Kryoturbation und Lössakkumulation unter periglazialen Klimabedingungen überformt worden. Dadurch entstand ein geschichteter Aufbau der Hangsedimente. Die periglazialen Deckschichten gliedern sich in Hauptlage, Mittellage und Basislage (Abbildung 1) und unterscheiden sich meist hinsichtlich ihrer Korngrößenverteilung und Mineralzusammensetzung des Feinbodens, der Lagerungsdichte, Gefügemerkmalen und dem Skelettgehalt sowie dessen Einregelung. (SEMME 1968, VÖLKE et al. 2002b, AD-HOC ARBEITSGRUPPE BODEN 2005, SEMME & TERHORST 2010)

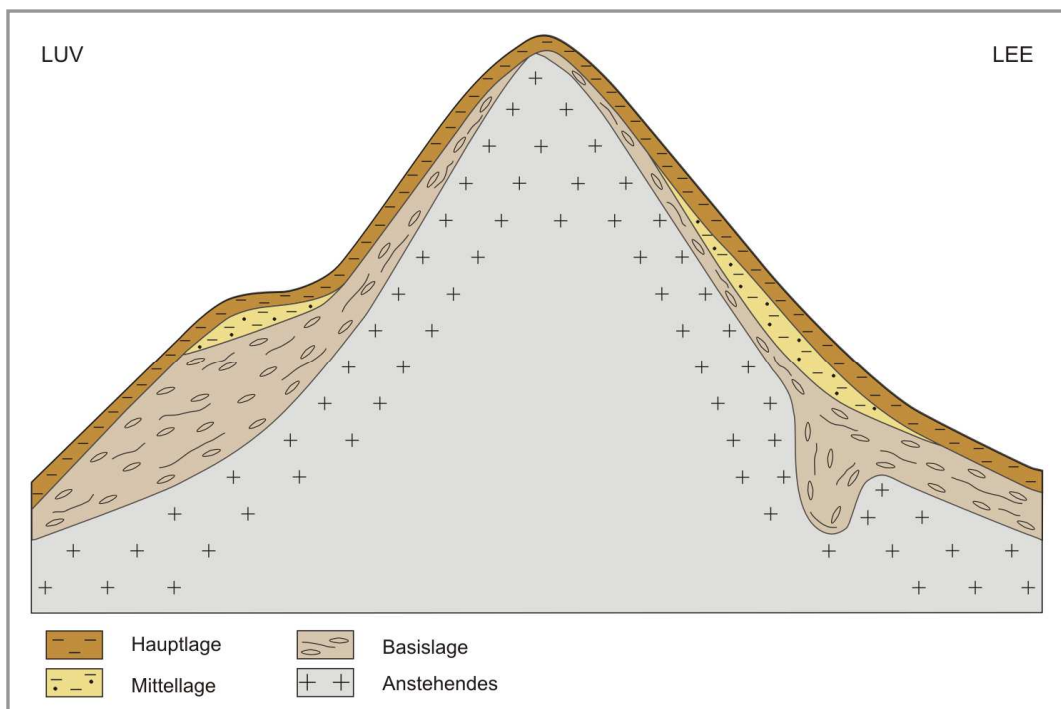


Abb. 1: Schema zur Verbreitung periglazialer Deckschichten in zentraleuropäischen Mittelgebirgen
(KLEBER & TERHORST in Vorb.)

Die Basislage befindet sich oberhalb des Gesteinszersatzes und besteht aus stark verdichtetem Material, das durch kryoklastische Prozesse der Frostverwitterung bereitgestellt wurde. Typischerweise liegen die Lagerungsdichten um $1,8 \text{ g cm}^{-3}$. Teilweise kann Saprolith eingearbeitet worden sein. (KLEBER & TERHORST in Vorb.) Die parautochtonen Grobskelettkomponenten sind mit ihren Längsachsen hangparallel eingeregelt. Kennzeichnend für Basislagen sind oft schluffig-tonige Beläge auf den Skelettoberseiten (THALHEIM & FIEDLER 1990b, KLEBER & TERHORST in Vorb.). Ansonsten fehlen äolische Sedimentanteile (VÖLKEl et al. 2002b, AD-HOC ARBEITSGRUPPE BODEN 2005). Die solifluidale Bildung der Basislagen ist in frühe kühl-feuchte Eisvorstoßphasen der jüngsten Kaltzeit einzuordnen. Es ist anzunehmen, dass es auch ältere Bildungen aus der Saale-Kaltzeit gibt (KLEBER & STINGL 2000, VÖLKEl et al. 2002b). Teilweise liegen Basislagen mehrschichtig vor (KLEBER et al. 1998).

Die Mächtigkeit ist abhängig vom Relief und beträgt meist mehr als 30 cm, an flachen Unterhängen und Verebnungen kann sie mehrere Meter erreichen. Dem gegenüber fehlen Basislagen an Hangoberkanten und Hangschultern zum Teil ganz. Im Feinbodenanteil dominieren die Sandgehalte. Auf Metamorphiten sind erhöhte gesteinsbürtige Schluffgehalte typisch. (THALHEIM & FIEDLER 1990b, KLEBER & SCHELLENBERGER 1999, RAAB et al. 2007)

Im Hangenden der Basislage, bevorzugt an Leehang-Positionen, Unterhängen und in Dellen, sind Mittellagen verbreitet (Abbildung 1). Sie bestehen aus allochthonen äolischen Sedimenten und sind weniger dicht gelagert als Basislagen. Meist liegt die Lagerungsdichte zwischen 1,4 bis 1,6 g cm⁻³. (KLEBER & TERHORST in Vorb.) Nach Untersuchungen im Osterzgebirge von THALHEIM & FIEDLER (1990a) kann ein Lössseinfluss am Standort bei Grobschluffgehalten von über 20 Masse-%, einem Quarzanteil um 60 % und einem Feldspatgehalt um 18 % angenommen werden. Diese Löss(lehm)ablagerungen sind in den mittleren und höheren Lagen der Mittelgebirge meist regionale Bildungen (VÖLKEL et al. 2002a, 2002b). Die zeitliche Einordnung der Entstehung von Mittellagen ist problematisch. Prinzipiell muss sie nach der Entstehung der Basislagen unter kalтарiden Klimabedingungen, die eine Akkumulation von Löss begünstigten, stattgefunden haben (KLEBER 1992, SAUER 2002). KLEBER (1992) und SAUER (2002) gehen zudem davon aus, dass nach der Lössdeposition in Auftauphasen eine kurzzeitige Verlagerung durch Solifluktion stattfand.

Über der Mittel- bzw. Basislage befindet sich die ubiquitär verbreitete Hauptlage. Sie enthält neben Gesteinsbruchstücken einen deutlich erhöhten Feinkornanteil (in der Regel über 60 %) meist äolischen Ursprungs, eine gegenüber den oben genannten Lagen geringe Lagerungsdichte (meist kleiner als 1,2 g cm⁻³) und eine relativ konstante Mächtigkeit zwischen 30 und 70 cm (VÖLKEL et al. 2002b, SEMMEL & TERHORST 2010, KLEBER & TERHORST in Vorb.). Diese wird von VÖLKEL et al. (2002b) mit der konservierenden Wirkung der raschen Wiederbewaldung im Spätglazial erklärt. Die Entstehung der Hauptlagen, vorwiegend durch solimixtiv-kryoturbate sowie solifluidale Prozesse, fand nach SEMMEL & TERHORST (2010) in der jüngeren Dryas statt. Da es sich um den Hauptwurzelaum handelt, findet rezent Bioturbation statt.

Über der Hauptlage kann in der Umgebung klippenbildender oder sehr grobkörnig zerfallender Gesteine in Gebieten über 500 m über Normalhöhennull (ü. NHN) eine Oberlage aus lokalem Schutt auftreten. Diese entstand durch Prozesse der physikalischen Verwitterung, vor allem durch Sturzdenudation. (AD-HOC ARBEITSGRUPPE BODEN 2005, SEMMEL 2005) Die Annahme besteht, dass auch die Oberlage periglazialen Ursprungs ist (AD-HOC ARBEITSGRUPPE BODEN 2005), eine Prüfung dessen fand jedoch nicht statt (KLEBER & TERHORST in Vorb.). Da sie nur kleinräumig vorkommt und im Untersuchungsgebiet keine Rolle spielt, wird sie im Weiteren nicht betrachtet.

1.3 ABFLUSSPROZESSE AN HÄNGEN

Als Abfluss wird das sich unter dem Einfluss der Schwerkraft auf und unter der Erdoberfläche bewegende Wasser bezeichnet (DIN 4049-3, 1994). Abflussbildungsprozesse sind alle Prozesse, die mit der Transformation von Niederschlag und Schmelzwasser in verschiedene Abflusskomponenten verbunden sind (UHLENBROOK 2005a).

Entnommen aus der Systemtheorie ist ein Prozess immer in ein System eingebunden und bildet eine quantitative oder qualitative Veränderung mit der Zeit. Das hydrologische Einzugsgebiet, in dem Fall das betrachtete System, ist offen, dynamisch und „reicht von der äußersten Grenzschicht der Gebietsoberfläche bis zur Sohle des tiefsten noch aktivierbaren Grundwasserleiters“. (DYCK & PESCHKE 1995)

Die wichtigsten Komponenten und Prozesse in einem hydrologischen Einzugsgebiet sind in Abbildung 2 vereinfacht dargestellt.

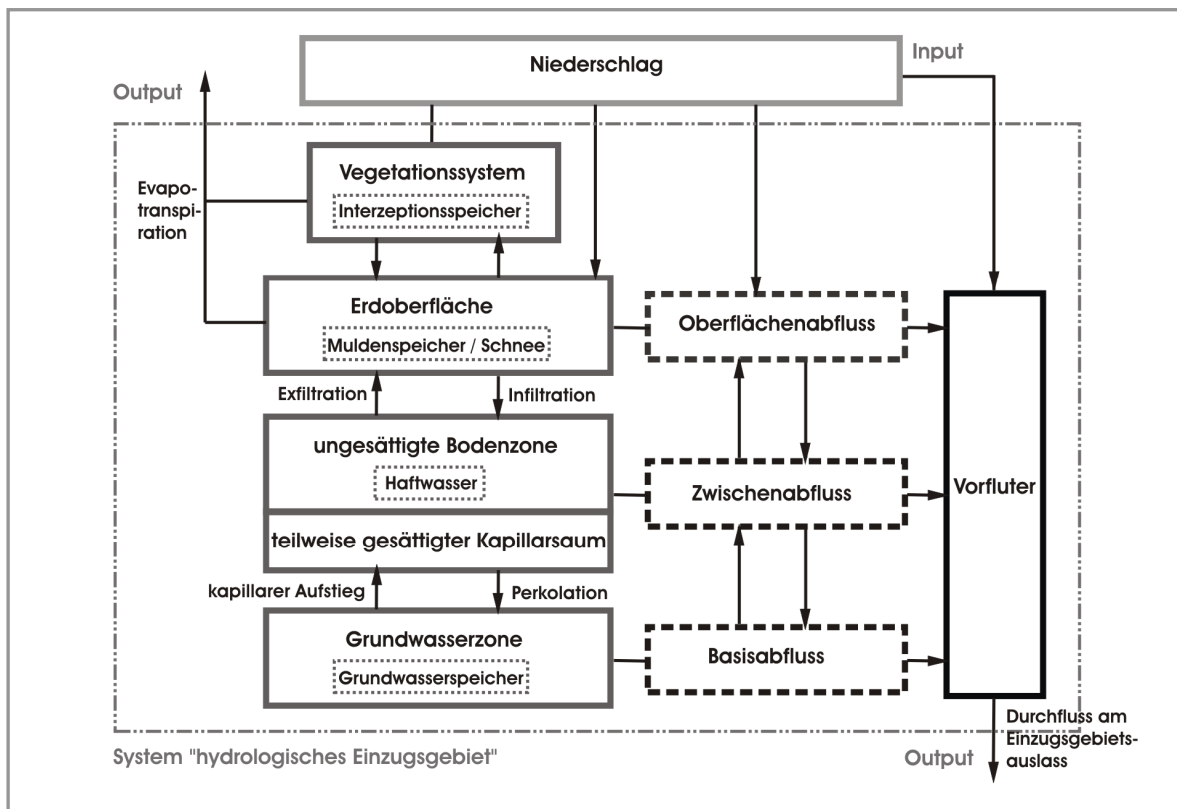


Abb. 2: Komponenten und Prozesse im System „hydrologisches Einzugsgebiet“ (verändert nach DYCK & PESCHKE 1995)

Neben Art, Intensität, Dauer und Menge des Niederschlags als „Inputgröße“ und dem Vegetationssystem, das insbesondere als Speichergröße einen Einfluss auf die Abflussbildung hat, sind die Beschaffenheit der Erdoberfläche sowie der oberflächennahe Untergrund als die entscheidenden Parameter für die Ausbildung der Abflussprozesse „Oberflächenabfluss“, „Zwischenabfluss“ und „Basisabfluss“ zu betrachten. (DYCK & PESCHKE 1995)

Oberflächenabfluss entsteht, wenn die Niederschlagsintensität größer als die Infiltrationsrate ist. Gelangen Starkniederschläge auf Böden mit geringer Infiltrationskapazität, dann entsteht Oberflächenabfluss infolge Infiltrationsüberschuss (HORTONScher Oberflächenabfluss). Von Sättigungsoberflächenabfluss wird gesprochen, wenn der Boden aufgrund vollständiger Wassersättigung keine weiteren Niederschläge aufnehmen kann und das Niederschlags- bzw. Schmelzwasser oberflächlich abfließt. Dabei treffen Vorereignis- und Ereigniswasser aufeinander. (KIRKBY 1985, BAUMGARTNER & LIEBSCHER 1996, UHLENBROOK 2005b)

Zwischenabfluss (*Interflow*) ist der Teil des Abflusses, der dem Vorfluter aus den oberflächennahen Bodenschichten zeitlich verzögert zufließt (DIN 4049-3, 1994). Die Fließzeit ist mit einer Verzögerung von einigen Stunden bis mehreren Tagen länger als die des Oberflächenabflusses, jedoch kürzer als die des grundwasserbürtigen Abflusses (Basisabfluss; BECKER et al. 1999). Interflow entsteht, wenn die hydraulische Leitfähigkeit mit der Tiefe stark abnimmt und das Wasser gezwungen ist, sich in Richtung des größten Gefälles in lateraler, meist hangparalleler Richtung zu bewegen. Besitzt ein Substrat eine vertikal deutlich niedrigere hydraulische Leitfähigkeit als in lateraler Richtung, dann wird von hydraulischer Anisotropie gesprochen. (BURT & TRUDGILL 1985, BAUMGARTNER & LIEBSCHER 1996, RODE & WENK 2005) Nach COHEN & MUALEM (2011) ist die Anisotropie poröser Medien eine der wichtigsten Eigenschaften, die zu lateralem Fluss führen. Daneben kann auch ein ausgeprägtes Makroporennetz in lateraler Richtung Zwischenabfluss hervorrufen (NIEBER & SIDLE 2010). Der meist gesättigte, präferentielle Fluss in Makroporen besitzt vergleichsweise hohe Fließgeschwindigkeiten (MIYAZAKI 2005). SCHWÄRZEL et al. (2012) stellten bei Untersuchungen im Tharandter Wald heraus, dass der Stammabfluss von Buchen durch Wurzeln kanalisiert wird und dadurch bei Starkregenereignissen schneller Zwischenabfluss entstehen kann.

Durch einen starken Zustrom des Zwischenabflusses im Bereich des Hangfußes kann sich dort eine Sättigungszone ausbilden. Hier ist ein Übertritt des Wassers aus dem Boden hin zur Erdoberfläche möglich. Diese Exfiltration, die auch beim Ausstreichen stauender Schichten im Hangfußbereich oder beim Austreten von Makroporen an der Oberfläche entstehen kann, wird als *Return flow* bezeichnet. (BAUMGARTNER & LIEBSCHER 1996, ELSNERBEER & VERTESSY 2000) Bei Wassersättigung im oberflächennahen Untergrund kann durch am Oberhang infiltrierendes Wasser im Unterhang durch Druckübertragung Vorereigniswasser herausgedrückt werden. Liegt vorfluternah, bei oberflächennahem Grundwasserspiegel, der Kapillarsaum dicht unter der Erdoberfläche, dann kann es ausgelöst durch Starkniederschläge oder Schneeschmelzereignisse zu einem schnellen und starken Anstieg des Grundwassers kommen (SKLASH & FARVOLDEN 1979). Dieser Prozess des *Groundwater ridging* wird durch einen steilen Gradienten zum Vorfluter begünstigt und führt zu schnellen und starken Abflüssen (BUTTLE & SAMI 1992, RODE & WENK 2005).

Wenn der Zwischenabfluss auf gut wasserdurchlässige Substrate trifft, fließt er dem Grundwasser zu (BAUMGARTNER & LIEBSCHER 1996). Grundwasser wird nach DIN 4049-3 (1994) als „unterirdisches Wasser, das Hohlräume der Lithosphäre zusammenhängend ausfüllt“ definiert. Es bewegt sich ausschließlich unter Einwirkung der Schwerkraft und besitzt eine im Jahresverlauf gleichmäßige Temperatur (HELLMANN 1999).

Die beschriebenen hydrologischen Prozesse werden von geomorphometrischen Gebiets-eigenschaften, wie z.B. der Hangneigung und -form beeinflusst (GREGORY & WALLING 1973). Mit zunehmender Hangneigung erhöht sich der Anteil des Oberflächenabflusses gegenüber anderen Abflussprozessen und umso höher wird dessen Fließgeschwindigkeit (GERITS et al. 1990). Auch die Fließgeschwindigkeit des Zwischenabflusses nimmt mit stärkerer Hangneigung zu (BAUMGARTNER & LIEBSCHER 1996). Die Hangform beeinflusst, ob es zu einer Abflusskonvergenz bei konkaver Horizontal- und Vertikalwölbung (z.B. in Hangdellen) oder zu einer Abflussdivergenz bei konvexer Horizontal- und Vertikalwölbung kommt. Bei Abflusskonvergenz treten häufig Prozesse wie Sättigungsflächenabfluss, Zwischenabfluss, *Return flow* oder *Groundwater ridging* auf. (BURT & TRUDGILL 1985, KIRKBY 1985, ANDERSON & BURT 1990, BONELL 1998)

In der zusammenfassenden Darstellung von ANDERSON & BURT (1990) (Abbildung 3) wird deutlich, dass neben dem Relief auch Gebietsfaktoren, wie Vegetationsbedeckung sowie Bodenmächtigkeit und -durchlässigkeit das Auftreten der Abflussprozesse beeinflussen.

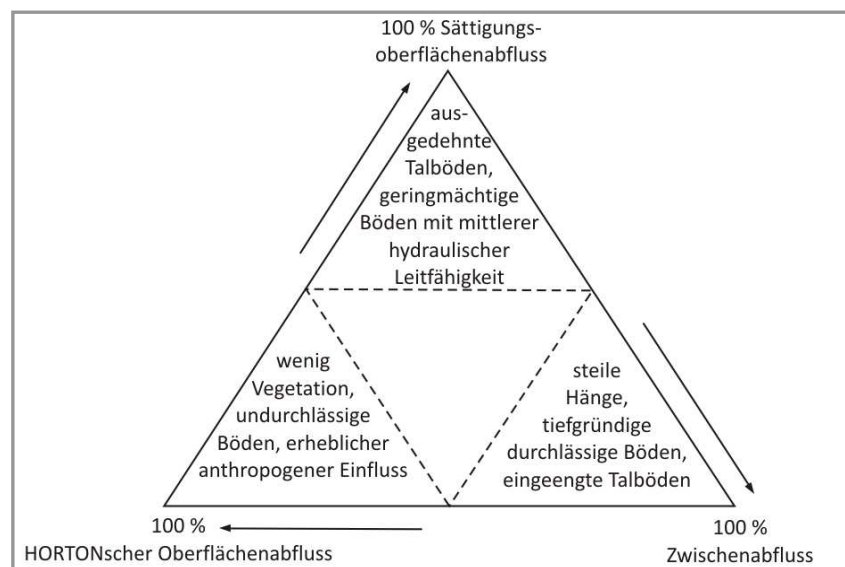


Abb. 3 : Einfluss der Einzugsgebietseigenschaften auf die dominierenden Abflussprozesse (übersetzt nach ANDERSON & BURT 1990)

Die Vorneuchte hat ebenfalls einen entscheidenden Einfluss auf die Fließgeschwindigkeit und -wege des Wassers und kann als Indikator für die Abflussbereitschaft eines Einzugsgebietes gesehen werden, da sich mit zunehmender Feuchte die Effizienz der bodeninneren Fließwege und damit die hydraulische Leitfähigkeit erhöht (McNAMARA et al. 2005, SCHERRER et al. 2007). SIDLE et al. (2000) stellten in einer hanghydrologischen Studie in Japan heraus, dass mit zunehmender Vorneuchte ein immer effektiveres Netz präferentieller Fließwege entsteht und sich dadurch der Anteil des Zwischenabflusses am Gesamt-abfluss erhöht. Nach SCHÄDEL (2006) und KAMPF (2011) existiert ein nichtlinearer Zusammenhang zwischen Gebietsvorneuchte und Abfluss.

Die Wassermenge, die ein Boden ohne Einfluss der Evaporation gegen die Schwerkraft zu halten vermag, wird als „Feldkapazität“ bezeichnet (DYCK & PESCHKE 1995, HARTGE & HORN 1999). Da die Saugspannung bei Feldkapazität von Substrat- und Poreneigenschaften, aber auch vom aktuellen Grundwasserstand und Witterungsgeschehen abhängig ist (DYCK & PESCHKE 1995, AD-HOC ARBEITSGRUPPE BODEN 2005), wird nachfolgend als Feldkapazität der von der AD-HOC ARBEITSGRUPPE BODEN (2005) empfohlene Wassergehalt bei $pF\ 1,8$ (60 hPa) als Grenze zwischen schnell und langsam beweglichem Sickerwasser verwendet.

Bei der Untersuchung von Abfluss(bildungs-)prozessen ist auch der zu Grunde gelegte räumliche und zeitliche Maßstab von großer Bedeutung (BRONSTERT & ENGEL 2005), denn jede Skalenebene ist durch bestimmte Prozesse und zeitliche Variabilität charakterisiert (Abbildung 4). Auf der Standortskala ($\sim 10^0\ m^2$) sind die Infiltrationskapazität des Oberbodens, die Speichereigenschaften der Matrix und die Geometrie der bodeninneren Fließwege, abhängig von den sedimentologischen und bodenphysikalischen Eigenschaften, die bestimmenden Größen. Auf der Hangskala (10^2 bis $10^4\ m^2$) sind vorwiegend Abflussprozesse, wie Oberflächen- oder Zwischenabfluss, im Fokus der Betrachtung. Variablen, wie Hangneigung und -form sowie die hydraulischen Eigenschaften des oberflächennahen Untergrunds beeinflussenden Größen, sind dabei von Bedeutung. Wird das hydrologische Verhalten von Kleinzugsgebieten (10^5 bis $10^6\ m^2$) betrachtet, dann sind die Abflusskonzentrationsprozesse sowie die Speicherkapazitäten und -konstanten, abhängig von den Vegetations-, Relief- und Bodenparametern, maßgeblich. (DYCK 1980, KIRKBY 1999, SCHMIDT et al. 2000, UHLENBROOK 2005a)

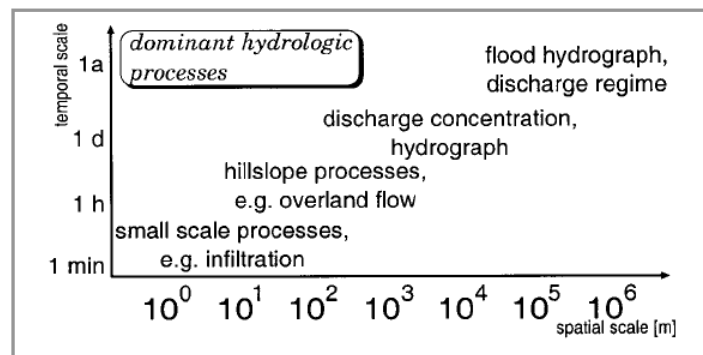


Abb. 4: Skalenabhängigkeit hydrologischer Prozesse
(verändert nach SCHMIDT et al. 2000)

1.4 EINFLUSS PERIGLAZIALER DECKSCHICHTEN AUF DIE ABFLUSSBILDUNG

Die ungesättigte Bodenzone beeinflusst die Wasserspeicherung und -bewegung im Boden und ist damit das bestimmende Transformationsglied im System des hydrologischen Einzugsgebietes (DYCK & PESCHKE 1995, BAUMGARTNER & LIEBSCHER 1996, BRUTSAERT 2005). An den Hängen der zentraleuropäischen Mittelgebirge sind es die periglazialen Deckschichten, die diesen Wasserumsatzraum bilden.

Die locker gelagerte, feinmaterialreiche Hauptlage ist durch eine meist intensive Durchwurzelung reich an Makroporen (KLEBER & TERHORST in Vorb.) und weist nach OPP (2004) ein hohes Retentionsvermögen auf. Wird bei Starkregen die mögliche Rate der Mikroporeneninfiltration überschritten, dann kann Wasser in die Makroporen infiltrieren (BRONSTERT 1994). Sind diese vernetzt, besitzen sie eine hohe Transportkapazität (BAUMGARTNER & LIEBSCHER 1996, NOVÁK et al. 2011). Dadurch ist in der Hauptlage eine hohe hydraulische Leitfähigkeit zu erwarten, die der Entstehung von Oberflächenabfluss entgegenwirkt (SCHNEIDER et al. 2001, CASPER 2002). In verschiedenen Studien wurde die hydraulische Leitfähigkeit der Hauptlage ermittelt (Tabelle 1). Die Streuung der Werte ist insgesamt sehr hoch und verdeutlicht kleinräumige Heterogenitäten bzw. kann auch auf Messungenauigkeiten der unterschiedlichen Methoden zurückzuführen sein (REYNOLDS et al. 2000). Ein Trend kann daraus nicht abgeleitet werden.

Tab. 1: Literaturangaben zur gesättigten bzw. feldgesättigten hydraulische Leitfähigkeit der Hauptlage

Autor	Naturraumeinheit	Methode (L ... Labormethode, G ... Geländemethode)	hydraulische Leitfähigkeit (cm d⁻¹)
SCHELLENBERGER (1996)	Frankenwald	Guelph-Permeameter (G)	2 -3
CHIFFLARD (2006)	Sauerland	Bodenwasser-Permeameter (L)	30 - 6972
GRAMS (2010)	Bayerischer Wald	Haubenpermeameter (L)	5 - 150
GRANDNER (2011)	Tharandter Wald	Einfachring-Infiltrrometer (G), Haubeninfiltrrometer (G)	100 - 1900

Die Mittellage ist meist dichter gelagert als die Hauptlage, der Skelettgehalt und die Lagerungsdichte sind jedoch nach Standort und Region unterschiedlich. Durch die heterogene Ausprägung und Mächtigkeit der Mittellage sind in der Literatur verschiedene Aussagen zu deren hydraulischen Eigenschaften zu finden. ABDANK et al. (1999) und SCHOLTEN et al. (1999) fanden heraus, dass die Mittellage sowohl aus wasserundurchlässigen, stauenden Bereichen als auch wasserdurchlässigen Störungszonen besteht. VÖLKEL et al. (2002b) konnten demgegenüber keine stauende Wirkung der Mittellage feststellen.

Die Basislage ist durch eine hohe Lagerungsdichte, einen hohen Bodenskelettgehalt sowie durch die hangparallele Einregelung des Bodenskeletts gekennzeichnet. Zum Einfluss des Bodenskeletts auf die Wasserdurchlässigkeit führten NOVÁK et al. (2011) Modellrechnungen mit dem Programm HYDRUS-2D durch. Die Simulationen ergaben, dass mit zunehmendem Steingehalt die hydraulische Leitfähigkeit nichtlinear abnahm. Begründet wurde dieses Ergebnis mit einer Verringerung des Fließquerschnitts durch Steine. Bei Infiltrationsversuchen in den Ozark Highlands, Missouri, ermittelten SAUER & LOGSDON (2002) in Böden mit Steingehalten zwischen 40 bis 69 Vol.-% dagegen eine Zunahme der hydraulischen Leitfähigkeit mit ansteigendem Bodenskelettgehalt bei Wassersättigung. Unter ungesättigten Bedingungen zeigte sich ein gegenteiliges Verhalten. Die Autoren interpretierten dieses Phänomen mit schnellem Makroporenfluss zwischen stabilen Hohlräumen, die an den Grenzflächen zwischen der Bodenmatrix und den Steinen ausgebildet sind. Der Basislage werden in der Literatur sich widersprechende hydrologische Eigenschaften zugesprochen. Studien von KÖRNER (1996), SCHNEIDER et al. (2001) und DAMM & TERHORST (2010) beschreiben eine wasserstauende Wirkung, die mit der hohen Lagerungsdichte erklärt wird. VÖLKEL et al. (2002b) beobachteten stattdessen Wasseraustritte an durch Bauarbeiten angeschnittenen Basislagen und folgerten daraus, dass diese wasserleitende Eigenschaften besitzen. Auch RAAB et al. (2007) nehmen an, dass durch das hangparallel eingeregelte Bodenskelett hydrologisch aktive Bereiche für *Interflow* entstehen. Ein hydraulisch anisotropes Verhalten der Basislagen, das zur Ausbildung von Zwischenabfluss führt, wurde dagegen von KLEBER & SCHELLENBERGER (1998) sowie CHIFFLARD (2006) ermittelt.

Der Einfluss periglazialer Deckschichten auf die Abfluss(bildungs-)prozesse ist jedoch nicht getrennt nach Lagen, sondern im Komplex und in ihrer Ausprägung am Hang bzw. im Einzugsgebiet zu betrachten. Zudem ist bekannt, dass die sedimentologischen Eigenschaften der periglazialen Lagen in Abhängigkeit vom Ausgangsgestein variieren (RAAB et al. 2007), so dass sich die Frage stellt, ob auch unter diesem Aspekt eine weitere Differenzierung hinsichtlich der hydraulischen Eigenschaften des Deckschichtenkomplexes notwendig ist. Um diese Zusammenhänge näher zu beleuchten, wird nachfolgend nach dem Aspekt des geologischen Untergrundes ein Überblick zu Studien gegeben, die sich bislang mit der Thematik auseinandersetzen.

In Einzugsgebieten mit anstehendem Sandstein wurde der Einfluss periglazialer Deckschichten auf hanghydrologische Prozesse bereits von einigen Autoren untersucht. FLÜGEL & SCHWARZ (1988) arbeiteten im Kleinen Odenwald und leiteten aus Beobachtungen an einem Bodenaufschluss mit *Interflow*wannen ab, dass in der Basislage Zwischenabfluss über präferentielle Fließwege entstand. Im Schönbuch, Süddeutsches Keuperbergland, untersuchte KÖRNER (1996) mit Tracerversuchen, Ganglinienseparation, hydrochemischen Analysen, Einstichtensiometern und einer *Interflow*messanlage einen Hang mit zweigliedrigen periglazialen Deckschichten. Er ermittelte, dass der Leitfähigkeitsunterschied zwischen den Lagen die Ausbildung von Zwischenabfluss in der Hauptlage an der Grenze zur Basislage begünstigte.

SEEGER et al. (1989) führten hydrochemische Analysen und Wasserhaushaltsuntersuchungen im nördlichen Schwarzwald durch und konnten *Interflow* vorwiegend über dem Ortsteinhorizont in der Hauptlage sowie zwischen der Basislage und dem Anstehenden feststellen. Auch CASPER (2002), der ebenfalls im Nordschwarzwald überwiegend mit hydrometrischen Methoden arbeitete, ermittelte, dass lateraler Makroporenfluss in der Hauptlage über dem Ortsteinhorizont den dominierenden Abflussprozess an bewaldeten Hängen darstellt.

In Einzugsgebieten mit tonigem bzw. tonig-mergeligem Anstehenden fanden sowohl SCHNEIDER et al. (2001) im Moseltal als auch SCHOBEL (2008) in der Trier-Bitburger Mulde mittels Beregnungsexperimenten heraus, dass Zwischenabfluss in der Hauptlage über der stauenden Basislage entsteht.

Auch in Gebieten mit Ton- oder Siltschiefer existieren bereits Studien, die sich mit dem Einfluss der Hangsedimente auf die Fließwege des Wassers beschäftigten. KLEBER & SCHELLENBERGER (1998) konnten im Frankenwald mittels hydrometrischer und hydrochemischer Methoden drei Abflussereignistypen herausstellen. Demnach führten kleinere Niederschlagsereignisse zu ungesättigtem Zwischenabfluss in Haupt- und Mittellage, die Basislage wirkte dagegen als Stauer. Bei mittleren Ereignissen entstand zusätzlich in der Basislage gesättigter hangparalleler Abfluss und bei Extremereignissen wurde das Wasser aus der Basislage durch starken hydrostatischen Druck bis an die Erdoberfläche gepresst und floss als *Return flow* oberflächlich oder oberflächennah ab. Zu ganz ähnlichen Ergebnissen gelangte auch CHIFFLARD (2006) in einem Untersuchungsgebiet im Sauerland mittels hydrometrischer, hydrochemischer und tracerhydrologischer Methoden. Er fand heraus, dass der Basislage in Abhängigkeit von der Bodenfeuchte unterschiedliche bodenhydraulische Eigenschaften zugesprochen werden können, d.h. bei ungesättigten Verhältnissen wirkt sie als Stauer. Gelangt jedoch Wasser bei Erreichen der Sättigungsgrenze in die Basislage, dann ist sie der bevorzugte Fließweg für den Zwischenabfluss. Sowohl ABDANK et al. (1999), als auch SCHOLTEN et al. (1999) und WENK (2000), die in Kleineinzugsgebieten im Ostharz mit Tracerversuchen und hydrometrischen Methoden arbeiteten, stellten fest, dass in der Hauptlage über wasserundurchlässigen Zonen der Mittellage Zwischenabfluss entstand. Kryoturbate Störungszonen leiteten zusätzlich Wasser auf präferentiellen Fließwegen vertikal in die Basislage, das bei entsprechender Wasserzufuhr als tiefer liegender *Interflow* schnell in den Vorfluter gelangte. Sowohl ERNSTBERGER et al. (1992) als auch SAUER et al. (2001) beobachteten im Lahn-Dill-Bergland an Profilwänden aus der Basislage austretenden Zwischenabfluss.

Zum hanghydrologischen Einfluss der Deckschichten über Gneis arbeiteten MEHLHORN (1998), WENNINGER et al. (2004) und UHLENBROOK et al. (2008) mit hydrometrischen, hydrochemischen, tracerhydrologischen und geoelektrischen Methoden im Südschwarzwald. Die Autoren stellten heraus, dass das Auftreten von Zwischenabfluss von der Struktur der periglazialen Deckschichten abhängt und auf präferentiellen Fließwegen verläuft. Eine genaue Lokalisierung der Fließwege fand in diesen Studien jedoch nicht statt.

SCHWARZE & BEUDERT (2009) ermittelten über die Auswertung hydrochemischer und hydrometrischer Daten sowie Ganglinienseparation in einem Quelleinzugsgebiet im Bayerischen Wald, dass *Interflow* in einer bis 1,5 m Tiefe reichenden „Deckschicht“ über einer zementartig verfestigten Lage, die vermutlich der Basislage entspricht, entstand. GRAMS (2010) konnte demgegenüber mittels hydrometrischer Methoden im Bayerischen Wald an einzelnen Zwei- und Dreischichtprofilen beobachten, dass bei hoher Vorfeuchte lateraler Fluss überwiegend in der Basislage und im Saprolith stattfand.

Studien in Einzugsgebieten mit magmatischen Ausgangsgesteinen gab es bisher nur vereinzelt. DIDSZUN (2004) führte hanghydrologische Untersuchungen im Erzgebirge (Rotherdbach-Einzugsgebiet, Rhyolith) durch. Über geogene Tracer, die Analyse der Haptionen sowie Markierungsversuche konnte herausgestellt werden, dass bei großen Niederschlagsmengen die Abflussreaktion zunehmend durch Zwischenabfluss bestimmt wurde. Die Hangsedimente wurden in dieser Studie als wichtiger Wasserumsatzraum erkannt, jedoch fehlen konkrete Angaben über die Fließwege des Wassers. Im durch Granit geprägten Kleineinzugsgebiet des Otterbachs, Bayerischer Wald, arbeiteten HUBER & VÖLKE (2009). Lagenspezifisch eingebaute TDR-Sonden und bodenkundliche Untersuchungen lieferten das Ergebnis, dass Zwischenabfluss in der Basislage über dem Saprolith entstand. Auch in den Rocky Mountains (USA) untersuchten VÖLKE et al. (2011) geschichtete Böden über Granit bzw. Granodiorit und beobachteten dort ebenfalls *Interflow*austritte über dem Saprolith bzw. Anstehenden.

MOLDENHAUER (1993) fand mittels hydrometrischer Methoden in geologisch sehr heterogenen Kleineinzugsgebieten im Odenwald (Granodiorit, Syntexitgneise) und Taunus (Schiefer, Sandstein) heraus, dass die Hauptfließwege des Wassers in der Mittellage bzw. an der Grenze zwischen Haupt- und Basislage lagen. Die Arbeit von JOHST (2011), die mit hydrometrischen und hydrochemischen Methoden arbeitete, sowie die Beregnungsexperimente von HÜMANN et al. (2011) zeigen in einem Einzugsgebiet im Saar-Nahe-Becken (Rotliegendes), dass laterale Flüsse in der Hauptlage über der kompakt gelagerten Basislage entstanden. Bei Beregnungsversuchen auf einem Zweischichtprofil im Hunsrück (Quarzit) konnten HÜMANN et al. (2011) dagegen keinen Einfluss der Schichtung des oberflächennahen Untergrundes auf die Fließwege des Wassers beobachten.

Aus den Untersuchungsergebnissen der dargestellten Studien kann abgeleitet werden, dass an Mittelgebirgshängen mit periglazialen Deckschichten Zwischenabfluss einen maßgeblichen Anteil am Gesamtabfluss einnimmt. In den meisten oben genannten Arbeiten, sowie auch von EINSELE et al. (1986) und SCHWARZ (1986) wurde Zwischenabfluss als ein auf präferentiellen Fließwegen ablaufender Prozess beobachtet. Die Mehrzahl der Autoren zeigt zudem auf, dass die Basislage einen direkten Einfluss auf die Fließwege des Wassers ausübt, sei es als wasserstauende oder aber als wasserleitende Schicht. Basislagen aus tonigem Material werden konsequent stauende Eigenschaften zugesprochen. Dagegen wurden granit- bzw. granodioritgeprägte Basislagen bislang als gut wasserleitend charakterisiert.

In Einzugsgebieten mit Tonschiefer beobachteten fast alle Autoren, meist abhängig von der Vorfeuchte, Zwischenabfluss sowohl über als auch in der Basislage. In den Sandstein- und Gneiseinzugsgebieten sind die bisherigen Ergebnisse widersprüchlich. Zum Einfluss der Vorfeuchte auf die Entstehung von Zwischenabfluss in periglazialen Deckschichten ermittelten FLÜGEL & SCHWARZ (1988), MOLDENHAUER (1993), KÖRNER (1996) und CHIFFLARD (2006), dass Zwischenabfluss nur entstehen kann, wenn die Wassersättigung der Hangsedimente die Grenze der Feldkapazität erreicht hat und Niederschlagsmengen von mindestens 30 mm fallen.

Auch auf internationaler Ebene wird schon seit einigen Jahrzehnten zu hanghydrologischen Fragestellungen und der Entstehung von Zwischenabfluss an Hängen geforscht (z.B. WEYMAN 1973, BONELL et al. 1984, KIRKBY 1985, MCCAIG 1985, FEYEN et al. 1999, BOWDEN et al. 2001, SHAW et al. 2001, KIM et al. 2004, ALLEN et al. 2005, KIM et al. 2005, VAN TOL et al. 2010). Es zeigt sich jedoch weitgehend eine fehlende Vergleichbarkeit zu vorliegender Fragestellung, da die Eigenschaften des oberflächennahen Untergrundes meist als Resultat pedogener Prozesse und nicht übergeordneter landschaftsgeschichtlicher Entwicklungen, wie es beim Deckschichtenkonzept der Fall ist, angesehen werden. Einige Autoren wiederum benutzen abweichende Bezeichnungen für die Schichten des Regoliths (NOGUCHI et al. 2001, TROMP-VAN MEERVELD et al. 2007, GRAHAM et al. 2010b), so dass auch hier nur schwer Parallelen gezogen werden können.

Der dargelegte Stand der Forschung verdeutlicht, dass das Prozessverständnis zur Abflussbildung an Mittelgebirgshängen noch ungenügend ist. Es können bisher nur wenige allgemeingültige Aussagen abgeleitet werden. Es fehlt an detaillierten Informationen über die Fließwege des Wassers, sowie über das Rückhalte- bzw. Entwässerungspotential und die hydraulische Leitfähigkeit des Deckschichtenkomplexes. Teils widersprüchliche Hypothesen gilt es zu überprüfen. Zudem existiert eine räumliche und zeitliche Nichtlinearität der Abflussprozesse, die in ihren Ursachen noch nicht vollständig geklärt ist. Insbesondere im Erzgebirge, das von SIEKER (2007) als potentiell Hochwasserentstehungsgebiet eingestuft wurde, liegen bislang keine konkreten Erkenntnisse zum Einfluss periglazialer Deckschichten auf die Fließwege des Wassers vor.

2 HYPOTHESEN UND ZIELSTELLUNG

Aus den genannten Forschungsdefiziten lässt sich die Zielstellung dieser Arbeit ableiten. Es besteht das Ziel, ein genaueres Prozessverständnis zur Abflussbildung an Mittelgebirgshängen auf der Basis der räumlichen Verbreitung periglazialer Deckschichten zu erhalten, um zukünftig Hochwasserereignisse genauer vorhersagen zu können bzw. Schadstofftransportmechanismen besser zu verstehen.

Als Untersuchungsraum wird ein Kleinzugsgebiet im Erzgebirge gewählt. In diesem werden die nachfolgenden vier Hypothesen geprüft, um Aussagen darüber zu gewinnen, ob Verknüpfungen zwischen der Schichtung des oberflächennahen Untergrundes und hanghydrologischen Prozessen bestehen:

- (1) Die hydrologischen Prozesse des untersuchten Kleinzugsgebietes werden durch die Struktur der periglazialen Deckschichten beeinflusst.
- (2) Die Basislage hat einen entscheidenden Einfluss auf die oberflächennahen Fließwege des Wassers.
- (3) An Mittelgebirgshängen mit periglazialen Deckschichten nimmt Zwischenabfluss einen hohen Anteil am Gesamtabfluss ein.
- (4) Die Vorfeuchte beeinflusst die Abflussbildungsprozesse maßgeblich. Damit lässt sich das nichtlineare Abflussverhalten eines hydrologischen Einzugsgebiets erklären.

Der Test dieser Hypothesen erfolgt mittels Messungen im Gelände und Labor. Im Mittelpunkt stehen dabei der Aufbau und die bodenphysikalischen Eigenschaften der periglazialen Deckschichten. Um möglichst belastbare Erkenntnisse zu gewinnen, werden zur Erfassung der Fließwege und Abflussprozesse parallel mehrere Methoden eingesetzt.

3 UNTERSUCHUNGSGBIET

3.1 LAGE UND AUSWAHL

Das Untersuchungsgebiet ist dem Naturraum Osterzgebirge zuzuordnen (LfULG 2008f, Abbildung 5). Es handelt sich um ein kleines Quelleinzugsgebiet, das sich etwa 14 km südöstlich der Stadt Freiberg, unweit der Ortschaft Mulda befindet und Teil des Einzugsgebietes der Freiburger Mulde ist. Da während des Hochwasserereignisses im August 2002 das Flussgebiet der Vereinigten Mulden neben dem der Elbe am stärksten betroffen war (SIEKER 2007) und der Oberlauf der Freiburger Mulde von WASY & IHI (2006) als potentiell Hochwasserentstehungsgebiet ausgewiesen wurde, ist die untersuchte Fragestellung für diesen Raum von großer Relevanz.

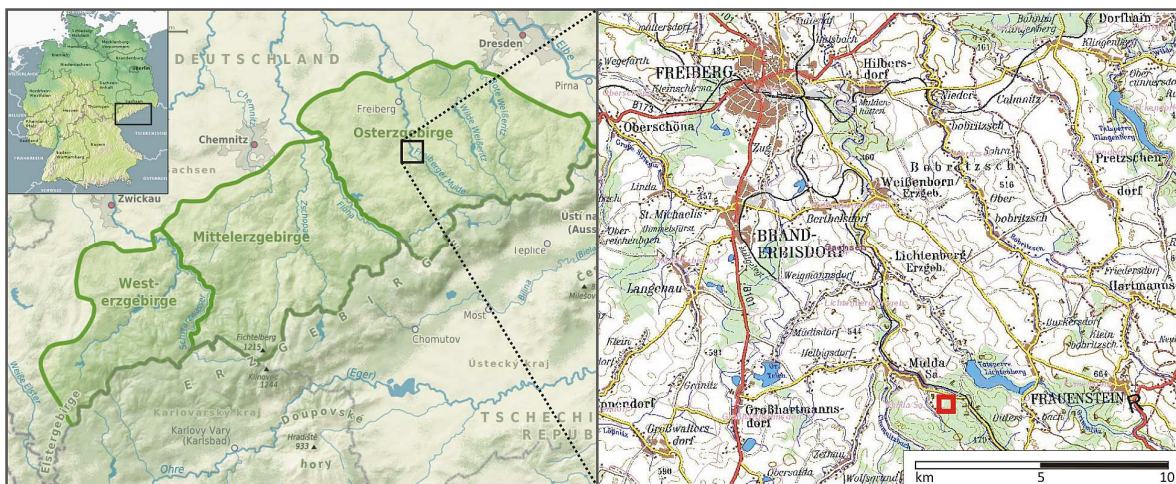


Abb. 5: Lage des Untersuchungsgebiets (rote Markierung) (Kartengrundlage: AUSWÄRTIGES AMT 2010; KARNSTEDT 2011; © BUNDESAMT FÜR KARTOGRAPHIE UND GEODÄSIE Frankfurt am Main 2011)

3.2 GEOLOGISCHER BAU, RELIEF UND BODEN

Das Erzgebirge ist Teil des Saxothurinikums und östliche Teilstruktur der Fichtelgebirgisch-Erzgebirgischen Antiklinalzone. Es wird im Westen durch den Eibenstocker Granit, im Nordwesten durch die Riechberger Störung, im Norden und Osten durch die Mittelsächsische Überschiebung, und nach Süden durch den Erzgebirgsabbruch begrenzt (PÄLCHEN & WALTER 2008). Das Erzgebirgskristallin besteht aus einem Gneiskern, einer inneren Glimmerschieferhülle und einer äußeren Phyllithülle, wobei der Gneiskern flächenmäßig den größten Anteil einnimmt (TICHOMIROVA 2003). Das Untersuchungsgebiet liegt im zentralen Bereich der Freiburger Gneiskuppel (PÄLCHEN & WALTHER 2008). Den geologischen Untergrund bildet ein Graugneis (Abbildung 6) mit sedimentärer Herkunft, genauer ein körnig-schuppiger Biotitgneis, dessen Hauptgemengteile Biotit, Feldspat (Plagioklas, Orthoklas) und Quarz sind. Als Nebengemengteile treten vor allem Muskovit, Apatit, Chlorit, Granat, Hornblende, Rutil, Pyrit, Magnetit und Hämatit auf. (MERKEL et al. 2008) Aufgrund der Struktur und dem hohem Gehalt an Biotit verwittert der Biotitgneis rasch. Die Verwitterung liefert dabei Material von Schluffkorngröße bis zu plattigen Skelettkomponenten in Steingröße. (NEBE 1957)

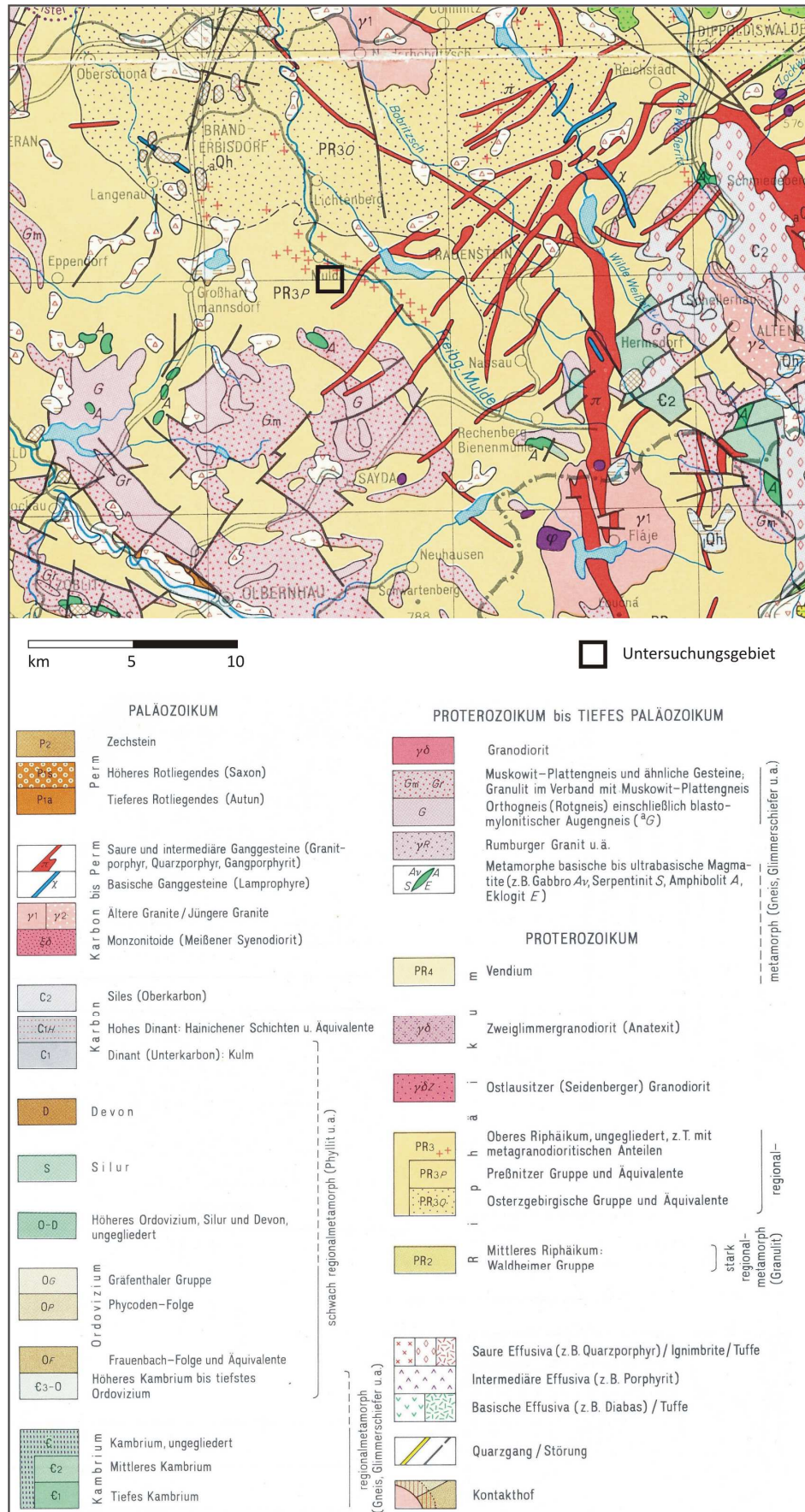


Abb. 6: Ausschnitt aus der geologischen Übersichtskarte 1:400.000 Sachsen mit Lage des Untersuchungsgebietes (Kartengrundlage: LFUG 1992)

Das Relief des Osterzgebirges ist durch Hochflächen und dazwischen liegende, meist konsequente, tief eingeschnittene Täler geprägt. Die Hochflächen ziehen ohne Unterbrechung vom Kamm bis an den Gebirgsrand. An morphologisch widerständige Gesteine, wie Porphyr, sind markante Einzelberge und Rücken gebunden. (RICHTER 2002, ROTHE 2005) Das untersuchte, rund 0,06 km² große Quelleinzugsgebiet mit einer Länge von 360 m und einer mittleren Breite von 172 m, befindet sich in einer nordostexponierten Hangdelle, die sich hangabwärts verengt (Abbildung 7a).

Die Quelle in 50° 47' 48,62" n. Br. und 13° 26' 31,9" ö. L. befindet sich in einer Höhe von 521 m ü. NHN. Der höchste Punkt des Einzugsgebietes liegt in 575 m ü. NHN. Die Hangneigung beträgt im Mittel 7°, über die Hälfte des Gebietes besitzt Neigungen zwischen 5° und 10°. Die steilsten Abschnitte befinden sich vereinzelt am Oberhang sowie im quellnahen Bereich (Abbildung 7b).

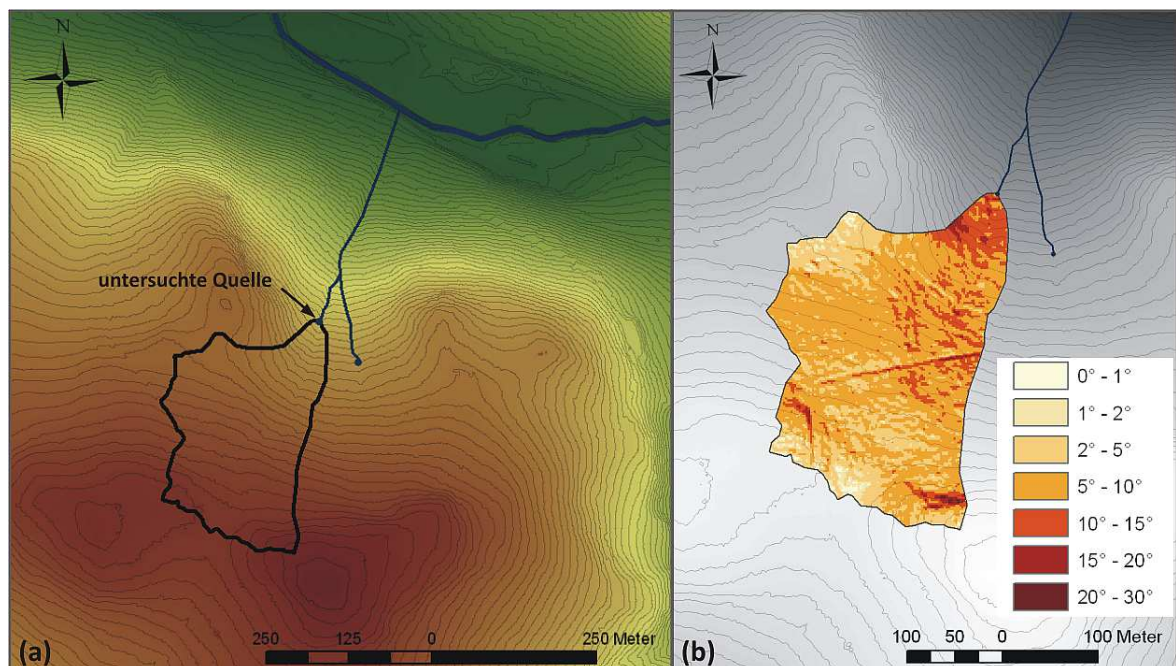


Abb. 7: Relief (a) und Hangneigung (b) des Quelleinzugsgebietes (schwarz umrandet)

(Datengrundlage: DGM 2, LANDESVERMESSUNGSAMT SACHSEN 2008)

Das Untersuchungsgebiet ist der Bodenregion „Böden der Berg- und Hügelländer mit hohem Anteil an Magmatiten und Metamorphiten“ zuzuordnen (BGR 2007). Die pleistozänen Deckschichten bildeten das Ausgangssubstrat für die holozäne Bodenbildung. Aus Gruslöss über Lehmschutt und Sandgrus sind Braunerden bzw. die Begleitbodentypen Pseudogley-Braunerde, selten podsolige Braunerden oder Ranker-Braunerden entwickelt (BGR 2007). Die typische Humusform für diese Bodenregion ist der Moder bzw. der rohhumusartige Moder. Die hydraulische Leitfähigkeit beträgt laut Bodenatlas Sachsen für den Oberboden 29 cm d⁻¹ und nimmt in die Tiefe bis auf 11 bis 0 cm d⁻¹ ab (LfUG 2007). Nach NEBE & ABIY (2002) sind die Böden über Graugneis stark sauer und besitzen hohe Erdalkaligehalte, die zur Einordnung in die Trophiestufe „kräftig“ führen.

3.3 KLIMA UND WASSERHAUSHALT

Das Osterzgebirge liegt nach SIEGMUND und FRANKENBERG (DIERCKE et al. 2008) in der Zone des semihumiden, maritimen Klimas der Mittelbreiten. Es handelt sich um einen Übergangsraum mit einem Wechsel von ozeanischen und kontinentalen Luftmassen und einer damit verbundenen ausgeprägten Veränderlichkeit der Witterung (KOWALKE 2000). Das Klima ist durch ein Sommermaximum der Niederschläge gekennzeichnet, das Niederschlagsminimum liegt dagegen im Winter. Die Hauptwindrichtung aus West bzw. Südwest kann zu orographisch bedingten Stau- und Abschattungseffekten führen (GOLDBERG et al. 2007). Da für das Untersuchungsgebiet keine langjährigen meteorologischen Messreihen vorliegen, wurde auf die Ergebnisse von WEGENER (2008) zurückgegriffen. Sie ermittelte über die Daten umliegender Klimastationen mittels geostatistischer Interpolationsmethoden für den Zeitraum von 1995 bis 2004 eine mittlere jährliche Lufttemperatur von 6,6 °C (Abbildung 8). Trotz kurzer betrachteter Zeitspanne entspricht dieses Ergebnis genau dem Wert, der auch über Daten von WILLMOTT & MATSUURA (2008) für den Zeitraum von 1900 bis 2006 berechnet wurde und kann damit als repräsentativ angenommen werden. Das Temperaturmaximum liegt mit 16,2 °C im August. Die minimale Temperatur wird im Januar mit durchschnittlich -2,3 °C erreicht.

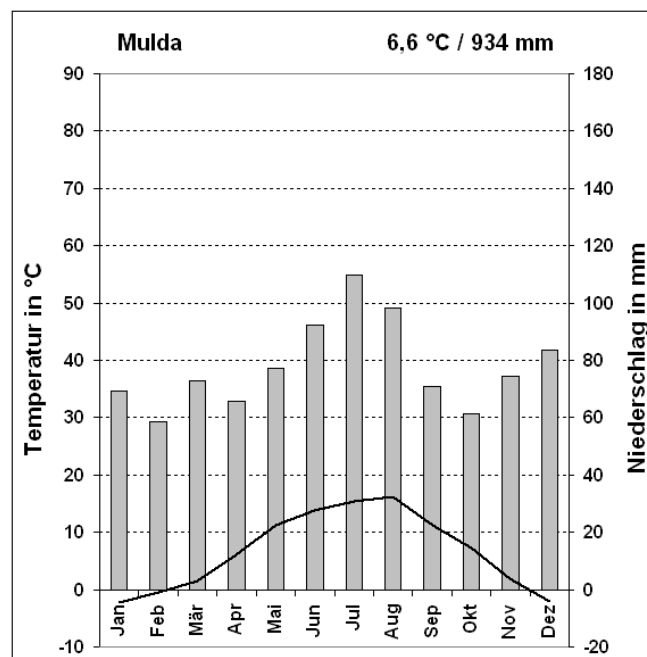


Abb. 8: Klimadiagramm Mulda (verändert nach WEGENER 2008)

Die durchschnittliche Jahresniederschlagssumme beträgt 934 mm (Abbildung 8). Diese wurde ebenfalls von WEGENER (2008) aus Messwerten der Jahre 1971 bis 2000 über oben genannte Verfahren ermittelt. Im Juli fallen in der Regel mit rund 110 mm die höchsten Niederschläge. Das Niederschlagsminimum liegt demgegenüber mit 58 mm im Februar.

Die untersuchte Quelle ist eine Helokrene mit perennierendem Abfluss. Das Quellwasser tritt an mehreren Stellen aus, verlässt dem Gefälle folgend nach Nordosten den etwa 70 m² großen Quellsumpf (Abbildung 9) und vereinigt sich 90 m hangabwärts mit einem Bach des östlich angrenzenden Einzugsgebietes. Nach weiteren 250 m mündet das Fließgewässer in die Freiburger Mulde.



Abb. 9: Quellsumpf des Untersuchungsgebietes (Foto: eigene Aufnahme)

Der beschriebene Quelltyp tritt im näheren Umkreis des Untersuchungsgebietes relativ häufig auf. Diese Quellen, die an anderen Stellen teilweise nur periodisch schütten, befinden sich überwiegend an quer zum Hang verlaufenden forstwirtschaftlichen Rückegassen. Letzteres lässt darauf schließen, dass für diese Wasseraustritte wahrscheinlich das Anschneiden des oberflächennahen Untergrundes durch die künstlich geschaffenen linearen Strukturen verantwortlich ist. Diese Ursache der Quellenentstehung beschreiben auch MEHLHORN (1998) und CASPER (2002) aus Ihren Untersuchungen im Schwarzwald. Ein selbstverstärkender Effekt, der zur Flächenvergrößerung und Rückverlegung des Quellsumpfes führt, ist durch die Wühltätigkeit von Schwarzwild, rückschreitende Erosion sowie die Bildung von Kammeis (BEIERKUHNLEIN & KLEBER 1999) denkbar.

Das Abflussregime der Freiburger Mulde für den circa 8 km stromabwärts von Mulda entfernten Pegel Berthelsdorf (Abbildung 10) zeigt ein Maximum im März und ein Minimum im August. Dieser Verlauf ist durch die Schneeschmelze im Frühjahr und eine erhöhte Verdunstung in den Sommermonaten erklärbar. Ein sekundäres Maximum wird im November durch verstärkte Niederschläge bei gleichzeitig verringerter Verdunstung erreicht. Das langjährige Abflussverhalten kann damit einem nivo-pluvialen Abflussregime zugeordnet werden.

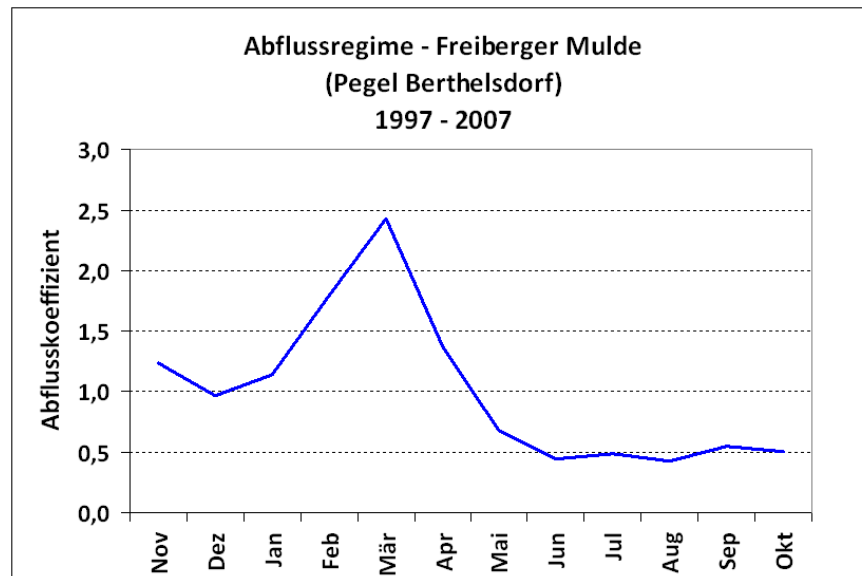


Abb. 10: Abflussregime der Freiburger Mulde, Pegel Berthelsdorf (Daten: LFULG 2010)

Der anstehende Gneis besitzt aufgrund seiner geringen Klüftigkeit keinen zusammenhängenden Grundwasserleiter, eine nur sehr geringe Grundwasserführung und einen niedrigen Durchlässigkeitsbeiwert von 10^{-8} m s^{-1} (ZENTRALES GEOLOGISCHES INSTITUT 1984, BMU 2003). Nach JORDAN & WEDER (1995) kann in Gneiseinzugsgebieten deshalb in der Regel davon ausgegangen werden, dass das oberirdische Einzugsgebiet dem unterirdischen entspricht. Diese Annahme wird für das untersuchte Quelleinzugsgebiet übernommen, da keine markanten Verwerfungen bekannt sind (Abbildung 6).

3.4 VEGETATION UND LANDNUTZUNG

Das Untersuchungsgebiet zählt zum forstlichen Wuchsbezirk der „Oberen Nordabdachung des Mittleren Erzgebirges“ (SCHWANECKE & KOPP 1996). Die potentielle natürliche Vegetation ist ein submontaner Eichen-Buchenwald (*Lonicero periclymeni-Fagetum*) (SCHMIDT 2002).

Das Quelleinzugsgebiet wird ausschließlich forstwirtschaftlich genutzt. Die aktuelle Waldgesellschaft ist ein Wollreitgras-Fichtenwald (*Calamagrostio villosae - Piceetum*). Der Bestand ist derzeit zu etwa 90 % mit Gemeiner Fichte (*Picea abies* (L.) Karst), aber auch mit Rotbuche (*Fagus sylvatica* L.) und vereinzelt Bergahorn (*Acer pseudoplatanus* L.) sowie Gemeiner Esche (*Fraxinus excelsior* L.) bestockt. Im messtechnisch ausgestatteten quellnahen Einzugsgebiet überwiegt ein dichter Bestand aus 17- bis 25-jährigen Fichten und 45-jährigen Rotbuchen (Abbildung 11), ab einer Höhe von circa 540 m ü. NHN dominieren 116-jährige Fichten (FORSTBEZIRK MARIENBERG 2007).



Abb. 11: Vegetation und Messeinrichtungen im quellnahen Untersuchungsgebiet
(Foto: eigene Aufnahme)

Die Strauch- und Krautschicht, die vorwiegend in den baumfreien Bereichen des Messfeldes sowie im Fichtenaltbestand ausgebildet ist, setzt sich vor allem aus Gemeiner Himbeere (*Rubus idaeus* L.), Wald-Brombeere (*Rubus silvaticus* L.) und dichten Grasfluren aus Wollreitgras (*Calamagrostis villosa* (Chaix) J. F. Gmel.) zusammen. Im Quellsumpf wachsen Bestände der Sumpfdotterblume (*Caltha palustris* L.), Flatter-Binse (*Juncus effusus* L.), Echten Brunnenkresse (*Nasturtium officinale* R. Br.) und anderer Feuchtezeiger (KLOTZSCHE 2008).

Die anthropogenen Einflüsse auf den oberflächennahen Untergrund und den Wasserhaushalt sind im Untersuchungsgebiet als vergleichsweise gering einzuschätzen, jedoch keinesfalls auszuschließen. Zwei befestigte forstwirtschaftliche Wege liegen im Einzugsgebiet (Abbildung 12). Es ist möglich, dass über diese ein Teil des Niederschlags als Oberflächenabfluss aus dem Einzugsgebiet gelangt, ohne den Pegel zu erreichen. Von den unbefestigten, zum Teil begrünten Rückegassen, die das Gebiet meist quer zur Hangneigung durchziehen, ist dieser Einfluss nicht zu erwarten.



Abb. 12: Forstwirtschaftliche Straßen im Quelleinzugsgebiet
(Datengrundlage: DGM 2, LANDESVERMESSUNGSAMT SACHSEN 2008)

Im Untersuchungszeitraum wurde eine Bodenschutzkalkung durchgeführt. Sie fand zwischen dem 04.08. und 23.08.2008 statt. Dabei wurden 3,5 t Calciummagnesiumcarbonat pro Hektar aufgebracht (NIXDORF 2011).

4 METHODEN UND MESSEINRICHTUNGEN

4.1 MESSKONZEPT UND UNTERSUCHUNGSZEITRAUM

Um die in Kapitel 2 formulierten Hypothesen bearbeiten zu können, wurde für das Untersuchungsgebiet eine methodische Konzeption erarbeitet (Abbildung 13), die in großen Teilen auf der Arbeit von KLEBER & SCHELLENBERGER (1998) aufbaut. Dabei werden hydro-metrische Messungen mit hydrochemischen und geophysikalischen Methoden ergänzt, ein Ansatz, wie er unter anderem von UHLENBROOK et al. (2008) empfohlen wird, um ein umfassendes Verständnis über die Abflussbildungsprozesse in Kleineinzugsgebieten zu erhalten.

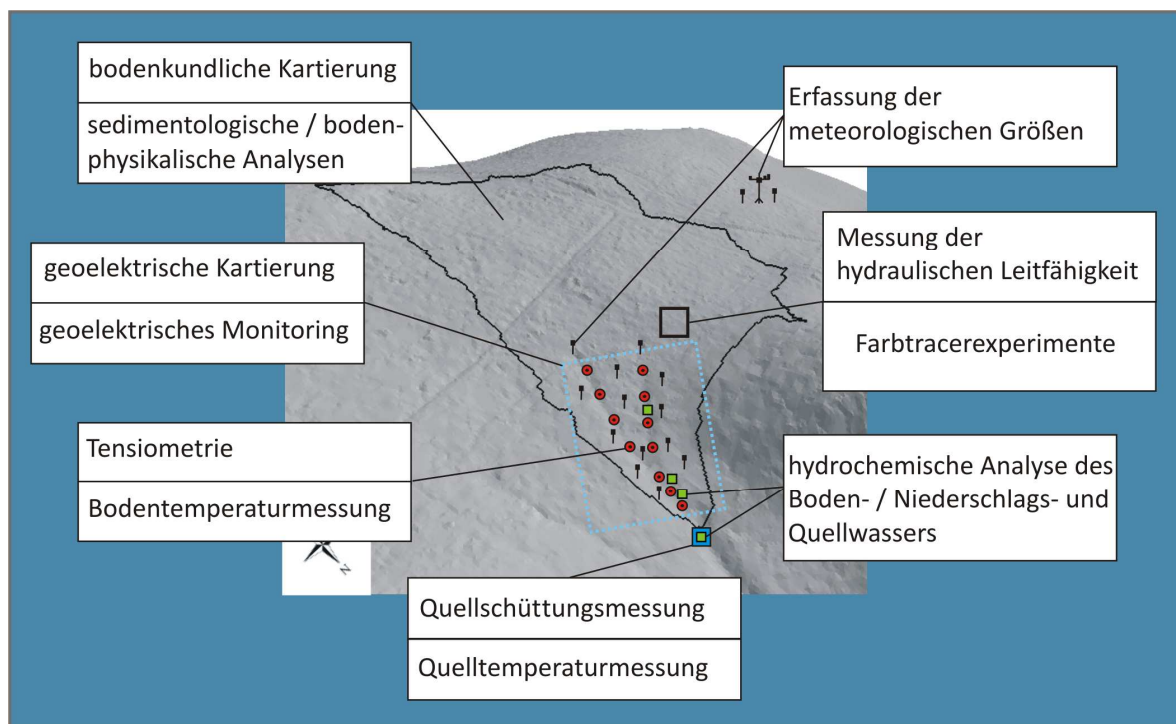


Abb. 13: Übersicht zu den verwendeten Methoden
(Datengrundlage: DGM 2, LANDESMESSEAMT SACHSEN 2008)

Der oberflächennahe Untergrund wird hinsichtlich seiner sedimentologischen und bodenphysikalischen Eigenschaften und seiner Schichtung im Gelände und Labor untersucht. Die ablaufenden hydrologischen Prozesse werden auf verschiedenen Raumskalen erkundet. Auf der Punktskala geben Infiltrations- und Färbeversuche Einblicke in die kleinräumigen Fließwege des Wassers innerhalb und am Übergang zwischen den Schichten und ermöglichen Aussagen über die Infiltrationseigenschaften bzw. die hydraulische Leitfähigkeit der Schichten. Auf der Hangskala werden, parallel zur Erfassung der Quellschüttung, Saugspannungsmessungen in einem engen räumlichen und zeitlichen Raster durchgeführt, um auf der Basis hydraulischer Potentiale und Gradienten auf die Abflussbildungsprozesse schließen zu können.

4.2 SEDIMENTOLOGISCHE UND BODENPHYSIKALISCHE METHODEN

4.2.1 Probennahme

Der oberflächennahe Untergrund im Untersuchungsgebiet wurde flächendeckend mittels Bohrstock (nach PÜRCKHAUER), Rammkernsonde und der Anlage von Schürfgruben kartiert und die Art und Mächtigkeit der Deckschichten sowie pedogene Merkmale ermittelt. Abbildung 14 zeigt die Standorte der 77 Bohrungen und fünf Grabungen.

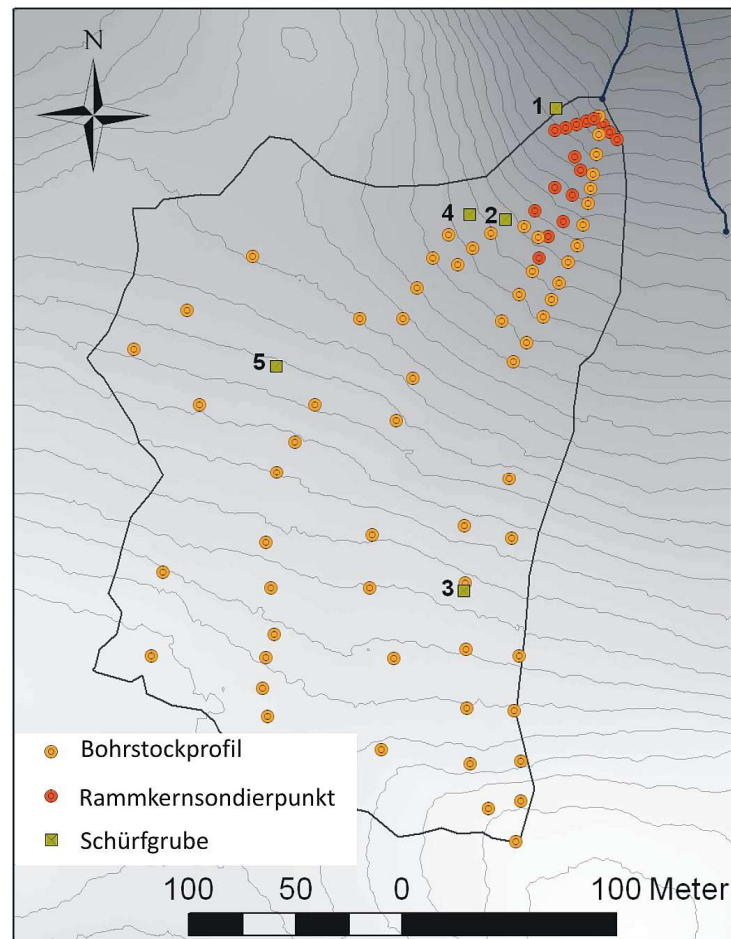


Abb. 14: Quelleinzugsgebiet mit Lage der Bohrungen und Schürfgruben (Datengrundlage: DGM 2, LANDESMESSENGSAMT SACHSEN 2008)

Die verwendete Rammkernsondierausstattung bestand aus einem Makita-Elektrohammer HM 1400, einem Generator (Honda-EZ 2200), Rammkernsonden aus gehärtetem Edelstahl mit einem Durchmesser von 40 bzw. 60 mm und einem mechanischen Doppelarmstangenziehgerät. Damit wurden Tiefen bis maximal 4 m erbohrt. Die mit Spaten und Spitzhacke angelegten Schürfgruben konnten aufgrund hoher Anteile an Steinen und Blöcken bis maximal 1,5 m aufgeschlossen werden.

Zur Ermittlung der bodenphysikalischen Eigenschaften wurden aus den Bodenprofilen 2 und 4 Probenmaterial mit Stechzylindern (100 cm^3 bzw. 1000 cm^3) entnommen. Die Beprobung erfolgte horizontal und schichtbezogen. Eine Probennahme nahe den Schichtgrenzen wurde vermieden, um möglichst repräsentative Ergebnisse für die jeweilige Lage zu erzielen. Die hohen Bodenskelettgehalte erschwerten die Beprobung vor allem in Mittel- und Basislage, so dass aus diesen Schichten häufig weniger Analysematerial als in der Hauptlage vorlag.

4.2.2 Korngrößenanalyse, Lagerungsdichte-, Porositäts- und Bodenskelettgehaltsbestimmung

Die Bestimmung der Korngrößenverteilung, die Aussagen zur Schichtung und Porengrößenverteilung im oberflächennahen Untergrund erlaubt, erfolgte nach dem kombinierten Sieb-Pipett- und Sedimentationsverfahren nach KÖHN (HARTGE & HORN 2009) im Labor des Instituts der Geographie der TU Dresden.

Die Lagerungsdichte (auch: „Trockenrohdichte“), die das Verhältnis der Masse zu ihrem Volumen im Boden bei natürlicher Lagerung angibt, wird ebenfalls als Indikator zur Ausweisung der periglazialen Deckschichten verwendet und hat Einfluss auf die hydraulische Leitfähigkeit (HARTGE & HORN 1999). Aufgrund des häufig wechselnden Wassergehaltes wurden die Stechzylinderproben bei 105°C getrocknet und dann die Trockenrohdichte (d_B) nach Formel 4-1 (HARTGE & HORN 2009) bestimmt. Dabei ist m_{tr} die Trockenmasse des Bodenmaterials, m_{Zyl} das Gewicht des Stechzylinders und V_{ges} das Volumen der Probe.

$$d_B = \frac{m_{tr} - m_{Zyl}}{V_{ges}} \quad (4-1)$$

Der Teil des Gesamtvolumens im Boden, der mit Wasser oder Luft gefüllt ist, wird als Porenraum bezeichnet. Die Porosität Φ , die das Verhältnis Porenraum zu Volumen der festen Substanz angibt und ebenfalls entscheidend die hydraulische Leitfähigkeit beeinflusst, liegt bei Böden im Mittel zwischen 40 und 50 % und wird über die Formel 4-2 berechnet (HARTGE & HORN 2009). Die Korndichte d_F wurde anhand von 15 Stechzylinderproben aus Schurf 4 mit einem Kapillarpyknometer (DIN 18124, 2011) im Labor des Instituts für Geotechnik der TU Dresden bestimmt.

$$\Phi = \left[1 - \frac{d_B}{d_F} \right] \cdot 100\% \quad (4-2)$$

Der Bodenskelettgehalt ist der Anteil des Grobbodens mit Korngrößen $\geq 2 \text{ mm}$ am Gesamtboden in Volumenprozent (AD-HOC ARBEITSGRUPPE BODEN 2005). Um diesen für Haupt-, Mittel- und Basislage zu bestimmen, wurde eine $1 \text{ m} \times 1,20 \text{ m}$ große Grube (Schurf 4) schichtweise ausgehoben und gesiebt. Das Volumen des Materials über 1 cm Größe wurde über Wasserverdrängung ermittelt und der Anteil mit Korngrößen zwischen 2 mm und 1 cm gravimetrisch bestimmt. An den restlichen Schürfguben wurde der Bodenskelettgehalt nach AD-HOC ARBEITSGRUPPE BODEN (2005) geschätzt.

4.2.3 Bestimmung der Infiltrationsrate und hydraulischen Leitfähigkeit

Die Messung der Infiltrationsrate erfolgte mit einem Doppelzylinder-Infiltrometer (auch: „Doppelring-Infiltrometer“) nach DIN 19682-7 (2007) im Rahmen der Belegarbeit von HOFERICHER (2011). Es wurde das stationäre Verfahren mit konstanter Wasserhöhe verwendet. Der Durchmesser des Innenrings betrug 30 cm und der des Außenrings 60 cm. Die organische Auflage wurde bei den Messungen entfernt.

Die feldgesättigte hydraulische Leitfähigkeit der Haupt-, Mittel- und Basislage wurde mit einem *Compact Constant-Head Permeameter* (CCHP) der Firma EIJELKAMP im Rahmen der Belegarbeiten von DÖHLER & PETER (2008), BLACHE et al. (2010) und über eigene Messungen bestimmt. Das Gerät funktioniert nach dem MARIOTTESchen Prinzip, so dass sich in einem mit einer Schappe angelegten Bohrloch nach einiger Zeit zwischen dem Wasser im Bohrloch und dem Substrat ein stationärer Fluss einstellt. Mit zu messendem Bohrlochradius und Höhe der Wassersäule kann von den konstanten Flussraten direkt auf die hydraulische Leitfähigkeit des Bodens geschlossen werden. Nähere Angaben zum Messprinzip finden sich in AMOOZEGAR (1989). Zur Berechnung der feldgesättigten hydraulischen Leitfähigkeit (K_{fs}) wurde die modifizierte GLOVER-Gleichung (4-3) nach ELRICK & REYNOLDS (1992) verwendet.

$$K_{fs} = \frac{A \cdot Q_{\text{Fluss}}}{(2\pi H^2 + \pi r^2 A + 2\pi H / \alpha^*)} \quad (4-3)$$

Dabei ist A ein Formfaktor, der vom Bohrlochradius und Wasserstand abhängig ist, Q_{Fluss} ist die beobachtete Flussrate und H die Wasserüberstauhöhe im Bohrloch. Weiterhin gehen der Bohrlochradius r und α^* als bodenartenabhängige Größe, für die ELRICK & REYNOLDS (1992) Näherungswerte angeben, in die Berechnung ein.

Bei Messungen der feldgesättigten hydraulischen Leitfähigkeit mit dem CCHP ist nur ein begrenzter Bereich in der Umgebung des Bohrlochs gesättigt (EIJELKAMP RESEARCH EQUIPMENT 2004), so dass davon ausgegangen werden kann, dass eine Unterschätzung der Messgröße aufgrund von Lufteinschlüssen möglich ist. Zudem kann es durch das Anlegen des Bohrloches mit einer Schappe zum Verschmieren von Makroporen an der Bohrlochwand kommen, wodurch die gemessene Leitfähigkeit ebenfalls verringert wird.

4.3 ERFASSUNG DER METEOROLOGISCHEN GRÖßEN

4.3.1 Klimastationsbeschreibung

Zur Ermittlung der meteorologischen Größen wurde im November 2007 in der Nähe des Untersuchungsgebietes eine Klimastation errichtet. Diese befindet sich circa 850 m südwestlich des Messfeldes in 530 m ü. NHN (50° 47' 33" n. Br., 13° 25' 50" ö. L.). Die Flächen rund um die Klimastation wurden im Messzeitraum von November 2007 bis Dezember 2009 ausschließlich als Weide bzw. Grünland (Klee) genutzt. Der kürzeste Abstand zum nächsten Waldrand beträgt 112 m. Etwa 30 m in südlicher Richtung steht ein einzelner circa 6 m hoher Baum. Tabelle 3 gibt einen Überblick zu den verwendeten Sensoren. Ein 12 Watt-Solar-Modul versorgte die Klimastation mit Strom.

Tab. 3: Sensoren der Klimastation

(HEIKO MEIER NACHRICHTENTECHNIK 2007a,b, ELE INTERNATIONAL 1994, KIPP & ZONEN 2007)

Sensor	Messgröße	Messhöhe	Messbereich	Genauigkeit
Feuchte-Temperatur-Sensor mit Strahlenschutzhütte (Fa. HEIKO MEIER NACHRICHTENTECHNIK)	Temperatur (°C)	1,8 m	-30 ... +70 °C	+/- 0,2 °C
	Luftfeuchte (%)	1,8 m	0 ... 100 %	+/- 0,2 %
Schalenstern-Anemometer (Fa. HEIKO MEIER NACHRICHTENTECHNIK)	Windgeschwindigkeit (m s ⁻¹)	2 m	0 ... 70 m s ⁻¹	+/- 0,2 m s ⁻¹
Windrichtungsgeber (Fa. ELE INTERNATIONAL)	Windrichtung (°)	2 m	0° ... 360°	+/- 1°
NR-LITE Netto-Radiometer (Fa. KIPP & ZONEN)	Nettostrahlung (W m ⁻²)	1 m	- 2000 ... + 2000 W m ⁻² ; Spektralbereich: 0,2 ... 100 µm	+/- 30 W m ⁻²

Die Messwerte der Temperatur, Luftfeuchte, Windgeschwindigkeit und Nettostrahlung wurden je Minute erfasst. Im Zeitraum von Dezember 2007 bis Februar 2008 erfolgte die Datenaufzeichnung im 5-Minuten-Mittel, von März 2008 bis Dezember 2009 im 10-Minuten-Mittel. Die Windrichtung wurde als Momentanwert aller zehn Minuten geloggt.

Während des Untersuchungszeitraumes gab es durch Speicher- oder Stromversorgungsprobleme vereinzelt Datenausfälle an der Klimastation (Tabelle B11 im Anhang). Davon betroffen waren Tage in den Monaten Juni und Juli 2008 sowie Januar und Februar 2009. Die Lücken konnten mit Daten der 6,5 km westlich gelegenen Wetterstation Forchheim über eine Regressionsanalyse geschlossen werden (Tabelle 4).

Tab. 4: Informationen zur Vergleichsklimastation für die Datenlückenschließung und Daten der Regressionsanalyse (r_p ... Produkt-Moment-Korrelationskoeffizient, R^2 ... Bestimmtheitsmaß, p ... Signifikanzwert)

Stationsname:	Forchheim		
Messnetz:	Agrarmeteorologisches Messnetz Sachsen		
Betreiber:	LfULG		
Lage:	50° 42' 35'' n.Br., 13° 16' 25'' ö.L.		
Höhe:	563 m ü. NHN		
Größe	r_p	Regressionsgleichung	R^2
Temperatur	0,998 ($p < 0,001$)	$y = 0,9826x + 0,0615$	0,996
Luftfeuchte	0,762 ($p < 0,001$)	$y = 0,6627x + 26,393$	0,580
Windgeschwindigkeit	0,892 ($p < 0,001$)	$y = 1,1655x + 0,3126$	0,795

4.3.2 Niederschlagsmessung und -korrektur

Die Messung des Freilandniederschlags erfolgte mit einem Ombrometer nach DIN 58666 (1966) und zwei LWF-Niederschlagssammlern (Tabelle 5), die jeweils in etwa 2 m Entfernung von der Klimastation positioniert wurden. Die Sammler besitzen eine von der DIN abweichende Auffangfläche von 314 cm², um auch in den Wintermonaten ausreichend Schneeniederschlag zur Analyse von Inhaltsstoffen erfassen zu können (GRIMMEISEN 2007). Der Bestandesniederschlag wurde mit drei Ombrometern sowie vierzehn über die Messfläche (0,5 ha) verteilte Niederschlagssammler ermittelt (Abbildung 15). Da der überwiegende Flächenanteil des Quelleinzugsgebiets mit Fichte bestockt ist (Abschnitt 3.4) und nach DYCK (1980) der Stammabfluss bei Fichten nur maximal 1 bis 2 % beträgt, wurde auf die Erfassung des Stammabflusses verzichtet. Der dadurch entstehende Fehler ist für nachfolgende Ergebnisse als vernachlässigbar anzusehen.

Tab. 5: Messtechnik zur Niederschlagserfassung (R.M. YOUNG COMPANY 2011)

Sensor	Messgröße	Messhöhe	Messbereich	Genauigkeit
Ombrometer (Fa. R.M.YOUNG COMPANY)	Niederschlagsmenge und -intensität	1 m	Auffangfläche: 200 cm ² ; Auflösung: 0,1 mm; max. Intensität: 7 mm min ⁻¹	2 % (≤ 25 mm h ⁻¹) 3 % (> 25 mm h ⁻¹)
LWF- Niederschlagssammler (RS 200)	Niederschlagsmenge	1 m	Auffangfläche: 314 cm ²	k. A.

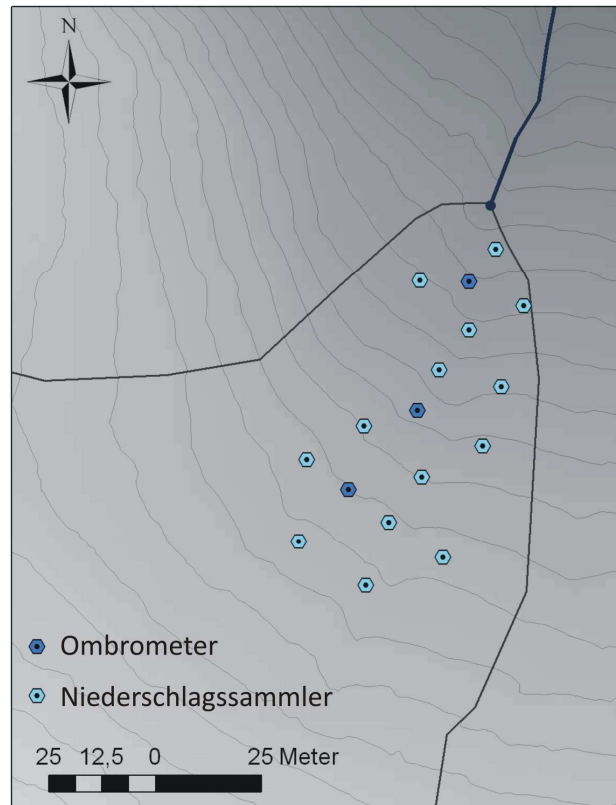


Abb. 15: Lage der Niederschlagsmessgeräte im Untersuchungsgebiet (Datengrundlage: DGM 2, LANDEVERMESSUNGSAMT SACHSEN 2008)

Die über die Ombrometer gemessenen Niederschlagsmengen wurden zwischen Dezember 2007 und Februar 2008 als 5-Minuten-Summe und von März 2008 bis Dezember 2009 als 10-Minuten-Summe registriert. Die Niederschlagssammler wurden wöchentlich, in der Regel dienstagsvormittags, geleert und die Niederschlagsmenge mit einem Messzylinder ermittelt.

Bei der Erfassung der Niederschläge treten nach MANIAK (2005) systematische Messfehler, wie z.B. Benetzungs-, Verdunstungs- und Windfehler auf. Aus diesem Grund wurden die Tageswerte in Abhängigkeit von der Niederschlagsart, der Horizontabschirmung und der Jahreszeit über Gleichung 4-4 nach RICHTER (1995) korrigiert.

$$N_{\text{kor}} = N + b \cdot N^{\epsilon} \quad (4-4)$$

mit:

N gemessener Niederschlagswert

N_{kor} korrigierter Niederschlagswert

b, ϵ Koeffizienten

Die entsprechende Größe der Koeffizienten ist Tabelle 6 zu entnehmen. Die Niederschlagsmessung an der Klimastation ist nach RICHTER (1995) der „freien Stationslage“ zuzuordnen. Die Niederschlagserfassung auf dem Messfeld wird als „stark geschützt“ angenommen, da sich die Sammler direkt im Bestand in unmittelbarer Nähe zu Bäumen befinden. Dadurch war es jedoch möglich, dass Blätter bzw. kleine Zweige in die Ombrometer gelangten und dort zu einer Verstopfung der Einlassöffnung führten.

Tab. 6: Koeffizienten der Niederschlagskorrekturfunktion in Abhängigkeit von der Niederschlagsart und der Horizontabschirmung (RICHTER 1995)

Niederschlagsart	ϵ	b (freie Stationslage)	b (stark geschützte Stationslage)
Regen (Sommer)	0,38	0,345	0,245
Regen (Winter)	0,46	0,340	0,190
gemischt (Regen, Schnee)	0,55	0,535	0,185
Schnee	0,82	0,720	0,210

Bei der Erfassung des Schneeniederschlags bestand ein großer Genauigkeitsverlust, da die Niederschlagsmessgeräte nicht beheizt werden konnten. Die Menge des Schneesmelzwassers wurde über die in den Ombrometern getaute Schneemenge grob geschätzt. Fehlerquellen dabei sind vor allem das teilweise zu geringe Volumen der Ombrometer und der Verlust von Schnee durch Wind. Durch die redundante Erfassung des Niederschlags, sowohl auf dem Messfeld als auch an der Klimastation, konnten einzelne Datenlücken mit parallel gemessenen Werten gefüllt werden. Die Abgrenzung einzelner Niederschlagsereignisse erfolgte nach WISCHMEIER & SMITH (1978) und BAADE (1994). Ein Ereignis wurde als beendet betrachtet, wenn in den nachfolgenden sechs Stunden kein weiterer Niederschlag fiel.

4.3.3 Verdunstungsberechnung

Zur Analyse des Zusammenwirkens der Wasserhaushaltsgrößen ist die Ermittlung der Verdunstungshöhe notwendig. Sie hat in den mittleren Breiten einen Anteil von 2/3 bis 3/4 an der Wasserbilanz (SAMBALE 1998). Da die experimentelle Erfassung sehr aufwendig ist, wurde auf den von der FAO empfohlenen mathematischen Berechnungsansatz der Grasreferenzverdunstung zurückgegriffen (DIN 19685, 1997). Nach DIN 4049-3 (1994) entspricht diese in etwa der potentiellen Evapotranspiration über einer idealisierten Grasfläche von 12 cm Höhe und basiert auf den Ansätzen von PENMAN (1956) und MONTEITH (1965). Die Grasreferenzverdunstung ET_0 berechnet sich aus Formel 4-5 (DVWK 2002).

$$ET_0 = \frac{s \cdot R_n^*}{s + \gamma^*} + \frac{90 \cdot \gamma^*}{s + \gamma^*} \cdot v_2 \cdot \frac{e_s}{T + 273^\circ\text{C}} \cdot \left(1 - \frac{U}{100}\right) \quad (4-5)$$

mit:

- s Steigung der Sättigungsdampfdruckkurve (in hPa K⁻¹)
- R_n^* Nettostrahlung als Verdunstungsäquivalent (in mm d⁻¹)
- γ Psychrometerkonstante (0,65 hPa K⁻¹)
- γ^* modifizierte Psychrometerkonstante (in hPa K⁻¹)
- v_2 Windgeschwindigkeit in 2 m Höhe (in m s⁻¹)
- e_s Sättigungsdampfdruck (in hPa)
- T Temperatur (in °C)
- U relative Luftfeuchte (%)

4.4 HYDROMETRISCHE METHODEN

4.4.1 Bestimmung der Saugspannung

Die Saugspannung (auch: „Wasserspannung“ oder „Porenwasserdruck“) beschreibt die Bindungsintensität des Bodenwassers an die Bodenmatrix und steht mit dem volumetrischen Wassergehalt in engem Zusammenhang (DYCK & PESCHKE 1995). In vorliegender Arbeit wird sie in der Einheit des Druckes in hPa angegeben.

Die Saugspannung wurden mit T8-Tensiometern (Fa. UMS, Tabelle 7) gemessen, die aus einer wassergefüllten Keramikkerze und einem je nach Einbautiefe variabel langen Schaft aus glasfaserverstärktem Kunststoff aufgebaut sind. Die Kerze besteht aus keramischem Aluminiumoxid-Sintermaterial und ist für Wasser und Ionen semipermeabel. Die Oberfläche der zylindrischen, 60 mm langen Keramikspitze (\varnothing 2,4 cm) steht mit dem umgebenden Boden im Kontakt. Da Wasser bestrebt ist, von einem Stoff mit hoher Konzentration in einen Stoff mit geringerer Konzentration zu diffundieren, findet bei ungesättigten Verhältnissen ein Wassertransport hin zum Boden statt bis der Wasserdruck beiderseits gleich ist. Der dabei entstehende Unterdruck in der Keramikkerze wird mit einem piezoelektrischen Drucksensor differentiell gegen den Umgebungsluftdruck gemessen. (UMS 2003, DIN 11276, 2001)

Die Saugspannungswerte wurden im Zeitraum von Oktober 2007 bis Mai 2009 aller zehn Minuten mit Datenloggern (ADL-MX bzw. ADL-MXE, Fa. HEIKO MEIER NACHRICHTENTECHNIK) aufgezeichnet. Die Stromversorgung erfolgte mit einer EVOY 1600-Brennstoffzelle (Fa. SFC ENERGY AG).

Tab. 7: Sensorbeschreibung Tensiometer (Messung der Saugspannung) (UMS 2003)

Sensor	Messgröße	Messbereich	Genauigkeit
Tensiometer T8 (Fa. UMS)	Porenwasserdruck (hPa)	-1000 ... +1000 hPa	+/- 5 hPa

Der Messbereich der verwendeten Tensiometer reicht von -1000 bis 1000 hPa. Dabei entsprechen positive Saugspannungswerte ungesättigten Verhältnissen, negative Werte geben gesättigte Verhältnisse, d.h. einen Überdruck an. Für die Dateninterpretation und Darstellung werden die von ZEPP (1995) definierten Saugspannungsklassen verwendet (Tabelle 8), deren Klasseneinteilung nach bodenhydrologischen Kennwerten vorgenommen wurde (CHIFFLARD 2006).

Tab. 8: Saugspannungsklassen (ZEPP 1995)

Saugspannung	pF-Wert	Bodenfeuchtezustand
< 0 hPa	0	wassergesättigt
0 - 30 hPa	0 - 1,5	nass
30 - 60 hPa	1,5 - 1,8	sehr feucht
60 - 120 hPa	1,8 - 2,1	feucht
120 - 320 hPa	2,1 - 2,5	mäßig feucht
320 - 500 hPa	2,5 - 2,7	frisch
500 - 800 hPa	2,7 - 2,9	mäßig frisch
800 - 1000 hPa	2,9 - 3,0	trocken

Die Installation der Tensiometer in den oberflächennahen Untergrund erfolgte nach DIN 11276 (2001). Bis 160 cm Einbautiefe wurde mit einem formgeschmiedeten Tensiometer-Stechbohrer (\varnothing 2,4 cm) vertikal ein Passloch vorgebohrt und das Messgerät vorsichtig hineingesteckt, um einen guten Kontakt zum Substrat sicherzustellen. In Tiefen > 160 cm funktionierte der Einbau nach diesem Verfahren aufgrund des hohen Grobskelettanteils nicht mehr. In diesen Fällen wurde mit der Rammkernsondierausrüstung eine Bohrung (\varnothing 40 mm) bis 50 cm oberhalb der gewünschten Tiefe niedergebracht und ein Standrohr (PVC-grau) mit gleichem Durchmesser zur Auskleidung des Lochs eingelassen. Am Bohrgrund wurde mit dem Tensiometerbohrer eine Passung, die der Keramikkerze entspricht, bis in die gewünschte Tiefe ausgestochen. Um zu vermeiden, dass an den Tensiometerschäften vertikal Wasser abläuft, wurden nach dem Einbau an der Erdoberfläche Dichtmanschetten angebracht. Die nicht im Boden befindlichen Schafteile wurden zusätzlich mit Isoliermaterial eingehüllt, um Temperaturschwankungen innerhalb des Tensiometers zu minimieren.

Im Untersuchungsgebiet wurden sieben Tensiometerstationen mit jeweils fünf bis sieben Messtiefen und eine Parallele, ebenfalls mit fünf bis sieben Sensoren pro Standort, in der Tiefenlinie der Hangdelle angelegt (Abbildung 16), da diese querkonkaven Reliefformen nach KLEBER & SCHELLENBERGER (1999) die bevorzugten Leitbahnen des Abfluss darstellen. Der Einbau erfolgte lagenspezifisch, d.h. pro Station wurde jeweils ein Tensiometer in der Hauptlage, eins in der Mittellage und mehrere in der Basislage bis zu einer Maximaltiefe von 250 cm installiert. Die genauen Einbautiefen sind Tabelle B1 im Anhang zu entnehmen. Die Tensiometer einer Station wurden jeweils in einem Abstand von circa 30 bis 40 cm zueinander in einem insgesamt etwa 0,5 m² großen Cluster eingebaut. Der Abstand der Sensoren zu umliegenden Bäumen beträgt jeweils mindestens 1 m. Mit D1a / D1b bis D3a / D3b sind die quellenahen Stationen, mit H1a / H1b bis H4a / H4b sind die hangaufwärts liegenden Stationen bezeichnet. Die Tensiometer der A-Strecke wurde im Oktober 2007, die der B-Strecke im Januar und Februar 2008 eingesetzt (Tabelle B9 im Anhang).

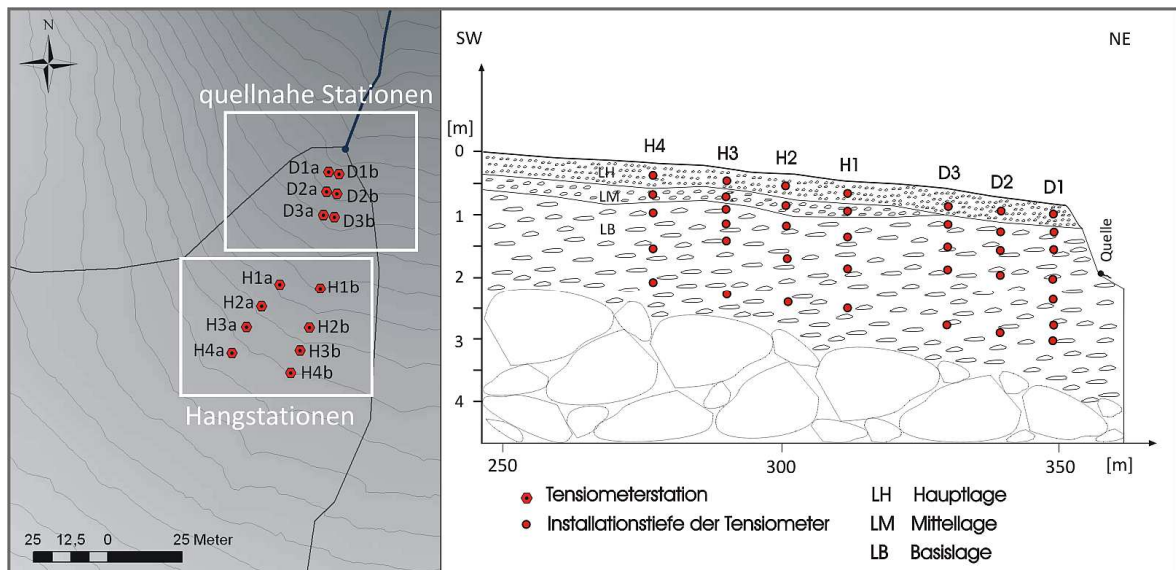


Abb. 16: Einbauposition der Tensiometer (Datengrundlage: DGM 2, LANDESMESSENGESAMT SACHSEN 2008)

Fehler können bei Tensiometermessungen dadurch entstehen, wenn Tensiometerschaft und Keramikkerze durch ungenauen Einbau keinen unmittelbaren Kontakt zur umliegenden Bodenmatrix besitzen. Bei der Dateninterpretation ist zu beachten, dass sich die Saugspannung im Boden bei Erwärmung durch den dabei steigenden Wasserdampfdruck um etwa 1 hPa K^{-1} reduziert, ohne dass sich der Wassergehalt ändert (UMS 2003). Auch bei eindringender Sickerwasserfront kann durch eingeschlossene Bodenluft, die nicht vollständig entweichen kann, eine Verringerung der Saugspannung an der instrumentierten Tiefe registriert werden, ohne dass bereits Sickerwasser bis dahin vorgedrungen ist (SAMBALÉ 1998).

Die Darstellung der Saugspannung erfolgt unter anderem mit Hilfe von Isolethendiagrammen. Dazu wurden Tagesmittelwerte der einzelnen Messtiefen berechnet und linear interpoliert. Die Grafiken wurden mit der Software ArcGIS (Fa. ESRI) erstellt.

4.4.2 Berechnungsansatz zur Abschätzung von Bodenwasserflüssen

Das im Boden durch Adsorptions- und Kapillarkräfte gebundene Wasser hat gegenüber der freien Grundwasseroberfläche eine potentielle Energie. Eine skalare Ersatzgröße für die auf das Bodenwasser wirkenden Kräfte ist das Gesamtpotential Ψ_{ges} , das sich aus Teilpotentialen nach Gleichung 4-6 zusammensetzt. (DYCK & PESCHKE 1995, HARTGE & HORN 1999)

$$\Psi_{\text{ges}} = \Psi_{\text{m}} + \Psi_{\text{z}} + \Psi_{\text{o}} + \Psi_{\Omega} + \Psi_{\text{p}} \quad (4-6)$$

mit:

- Ψ_{m} Matrixpotential
- Ψ_{z} Gravitationspotential
- Ψ_{o} Osmotisches Potential
- Ψ_{Ω} Auflastpotential
- Ψ_{p} Druckpotential

Da die Ermittlung aller Teilpotentiale messtechnisch nicht zu realisieren ist, wird als Näherungsgröße das hydraulische Potential Ψ_{h} (in cm) nach Gleichung 4-7 (HARTGE & HORN 1999) verwendet. Mit diesem können Bodenwasserbewegungen abgeschätzt werden.

$$\Psi_{\text{h}} = \Psi_{\text{m}} + \Psi_{\text{z}} + \Psi_{\text{p}} \quad (4-7)$$

Das osmotische Teilpotential kann vernachlässigt werden, da Salzgehaltsunterschiede in der Bodenlösung im Untersuchungsgebiet keine Rolle spielen. Bei ungesättigten Verhältnissen wird das Matrixpotential, das gleichzeitig das Auflastpotential beinhaltet, mit Tensiometern ermittelt und berechnet sich aus der negativen Saugspannung. Das Druckpotential ist null. Liegt der Messpunkt unterhalb der Grundwasseroberfläche ist das Matrixpotential null und wird durch das Druckpotential, welches ebenfalls über die Tensiometer gemessen wird, ersetzt. Das Gravitationspotential wird über die relative Höhe in Bezug zu einem beliebigen Referenzniveau ermittelt (HILLEL 2004). Da die Lage des Grundwasserspiegels zeitlichen Schwankungen unterliegt, wurde in dieser Arbeit als Referenz die Höhe des Quellaustritts mit 521 m ü. NHN verwendet.

Ist die Höhe des hydraulischen Potentials an zwei Orten bekannt, dann sind darüber Aussagen zur Wasserbewegung möglich. Wasser ist generell bestrebt, entlang eines abfallenden Gradienten, d.h. von einem Ort mit höherem zu einem Ort mit niedrigerem hydraulischem Potential zu fließen (HILLEL 2004). Gleichung 4-8 (HARTGE & HORN 1999) zur Berechnung des hydraulischen Gradienten $\text{grad}(\Psi_{\text{h}})$ ermöglicht es, mit Hilfe von Saugspannungsmessungen in unterschiedlichen Tiefen Aussagen über die Richtung der Wasserbewegung zu treffen. Dabei ist Δz die Tiefendifferenz zwischen den Sensoren. Ist der hydraulische Gradient null herrscht Gleichgewicht, d.h. es findet keine Wasserbewegung statt. Ist er kleiner null findet ein Wasseraufstieg statt, ist er größer null versickert Wasser. (HARTGE & HORN 1999)

$$\text{grad}(\Psi_{\text{h}}) = \frac{\Delta \Psi_{\text{m}}}{\Delta z} + 1 \quad (4-8)$$

4.4.3 Bodenfeuchtemessung mittels Frequency Domain (FD) - Verfahren

Zur Ermittlung der Bodenwassercharakteristik (Abschnitt 4.4.4) wurden parallel zu den Tensiometern am Standort H3a (Abbildung 16) fünf FD-Sonden (Tabelle 9) zur Wassergehaltsbestimmung installiert.

Tab. 9: Sensorbeschreibung FD-Sonde (UMS 2004)

Sensor	Messgröße	Messbereich	Genauigkeit
ThetaProbe ML2x (Fa. UMS)	volumetrischer Wassergehalt (Vol.-%)	0 ... 100 Vol.-%	+/- 0,05 Vol.-% (Standardkalibrierung)

Eine ThetaProbe ML2x besteht aus einem wasserdichten Gehäuse (\varnothing 4 cm) und vier daran befestigten 6 cm langen Edelstahlmesssonden. FD-Sonden messen den volumetrischen Bodenwassergehalt mit Hilfe der *Frequency-Domain*-Methode. Der Sensor erzeugt ein permanentes sinusförmiges Signal (100 MHz), dass an den Sondenenden reflektiert wird. Die Frequenz des Signals verändert sich in Abhängigkeit von der Dielektrizitätszahl des umgebenden Bodens, die wiederum abhängig vom Bodenwassergehalt ist. Der gemessene Frequenzunterschied zwischen Messsignal und reflektiertem Signal ist demzufolge direkt vom volumetrischen Bodenwassergehalt abhängig. (UMS 2004)

Der Einbau erfolgte in circa 40 cm Abstand zu den Tensiometern in den Tiefen: 30 cm (Hauptlage), 55 cm (Mittellage), 85 cm (Basislage), 120 cm (Basislage) und 150 cm (Basislage). Mittels Schappe wurde dazu ein entsprechend tiefes Loch ausgehoben und die Edelstahlstäbe des Messgerätes in den Bohrlochgrund hineingedrückt. Zum Schluss wurde das Loch wieder mit Bodenmaterial verfüllt. Die Temperaturabhängigkeit dieses Verfahrens ist vergleichsweise gering. Fehlerhafte Messwerte sind möglich, wenn die Edelstahlmesssonden durch ungenauen Einbau, z.B. durch Bodenskelettkomponenten, keinen ausreichenden Kontakt zum Boden besitzen. (UMS 2004)

4.4.4 Ermittlung der Bodenwassercharakteristik

Die Bodenwassercharakteristik, auch pF- oder Wasserretentionskurve genannt, stellt nach DURNER (1991) die wichtigste hydraulische Bodeneigenschaft dar und zeigt den Zusammenhang zwischen Saugspannung und Bodenwassergehalt auf. Sie ist abhängig von Bodentextur, Bodenstruktur und der mineralogischen und organischen Zusammensetzung und gibt Rückschlüsse auf das kapillare Wasserbindungsvermögen. (HARTGE & HORN 1999)

Die Wasserretentionskurven zeigen eine ausgeprägte Hysterese, d.h. bei Entwässerung entspricht derselbe Wassergehalt einer höheren Saugspannung als bei Bewässerung (DYCK & PESCHKE 1995), so dass die pF-Kurve je nach Befeuchtungsvorgeschichte unterschiedlich verläuft. Grund dafür sind Lufteinschlüsse, die während der Auffeuchtung nicht entweichen können (BRUTSAERT 2005).

Folgende zwei Methoden wurden verwendet, um die Bodenwassercharakteristik jeweils für die Haupt-, Mittel- und Basislage des Untersuchungsgebietes zu bestimmen:

- die Drucktopfmethode (DIN 11274, 2001) sowie
- die simultane Messung des Wassergehaltes und der Saugspannung in einheitlicher Bodentiefe im Gelände.

Die Drucktopfmethode wurde im Rahmen der Belegarbeit von PETER (2009) im Labor des Instituts für Hydrologie der TU Dresden mit einer pF-Apparatur der Fa. EIJELKAMP durchgeführt. Die verwendeten Stechzylinderproben (100 cm^3) aus der Hauptlage (vier Proben), der Mittellage (drei Proben) und der Basislage (zwei Proben) stammten aus Schürfgrube 2 (Abbildung 14). Sie wurden über 24 Stunden mit destilliertem Wasser aufgesättigt, anschließend mit ansteigendem Überdruck zwischen 0,02 bis 8 bar stufenweise entwässert und der Wassergehalt gravimetrisch bestimmt. Drücke über 8 bar konnten mit der zur Verfügung gestellten Apparatur aus Sicherheitsgründen nicht erzeugt werden. Näheres zur Methode ist bei HARTGE & HORN (2009) nachzulesen. Die größte Fehlerquelle dieser Herangehensweise ist, dass ungestörte Entnahmen von Bodenproben in skelettreichen Böden nahezu unmöglich sind. Zudem kann die begrenzte Anzahl der analysierten Bodenproben durch vorhandene Heterogenitäten im Boden zu einer Verfälschung der Ergebnisse führen.

Aus diesen Gründen wurden ergänzend dazu im Untersuchungsgebiet fünf Tensiometer und fünf FD-Sonden am Standort H3a in den jeweils gleichen Tiefen in Haupt-, Mittel- und Basislage installiert (Abschnitte 4.4.1, 4.4.3) und die simultan erfassten Wertepaare von Saugspannung und Wassergehalt gegeneinander abgetragen. Aus der Vielzahl der unterschiedlichen hystereseebedingten pF-Kurven für Be- und Entwässerung wurden im Rahmen der Diplomarbeit von EICHHORN (2010) manuell Wertepaare für Saugspannung und Wassergehalt selektiert und pro Lage eine maximale und eine minimale Randkurve sowie eine Kurve aus dem Median der Messwerte ermittelt. Fehlerquellen bei diesem Verfahren sind zum einen der räumliche Abstand zwischen den Sensoren und zum anderen die Fehler der einzelnen Messverfahren selbst. Hinzu kommt der eingeschränkte Messbereich der Tensiometer bis maximal 1000 hPa (Abschnitt 4.4.1). Die VAN-GENUCHTEN-Parameter wurden anhand der ausgewählten Wertepaare mit Hilfe der Software RETC (VAN GENUCHTEN et al. 1991) geschätzt.

4.4.5 Durchflussmessung

Zur Erfassung der Quellschüttung wurde ein V-förmiges Messwehr mit Zulaufgerinne und integrierter Pegelsonde 14 m unterhalb des Quellaustritts installiert. Dieses scharfkantig senkrechte, dreieckförmig eingeeengte Messwehr ist das am häufigsten untersuchte Wehr und kann nach PETER (2005) als Präzisionsmesseinrichtung angesehen werden. Es wurde von der Werkstatt Holztechnikum der TU Dresden aus 5 mm dicken PVC-Platten mit den in Abbildung 17 enthaltenen Abmaßen gefertigt. An das Zulaufgerinne wurde eine Teichfolie geklebt, um einen gleichmäßigen Übergang zum Bachbett zu gewährleisten.

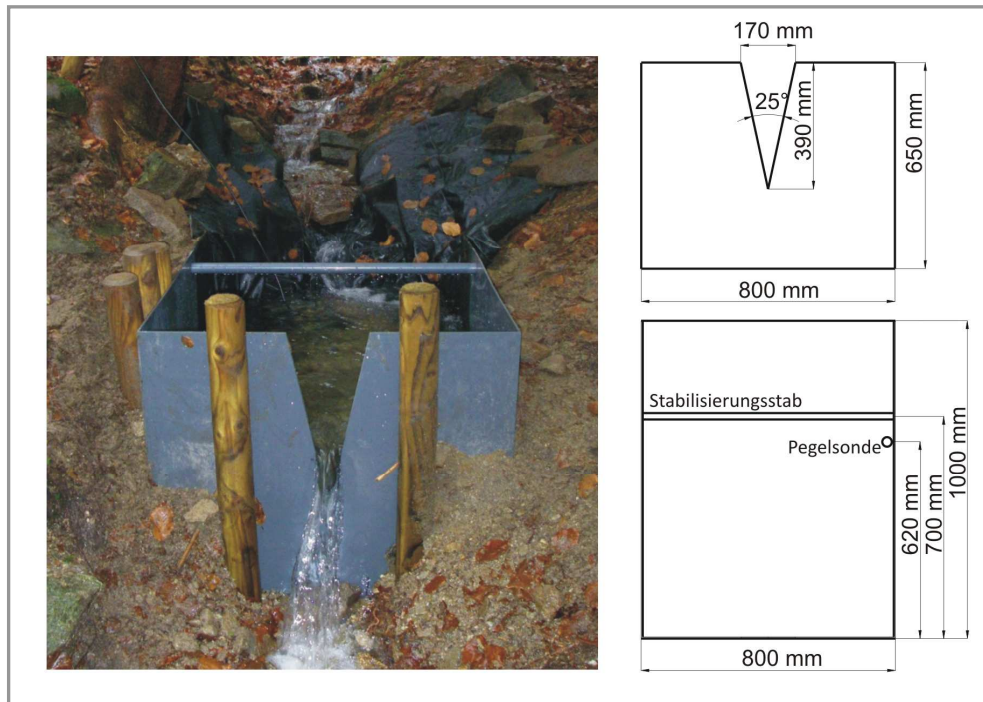


Abb. 17: Messwehr mit Zulaufgerinne und Bemaßung (Foto: eigene Aufnahme; technische Zeichnung: R. WINTER)

Die Messung des Wasserstandes erfolgte zwischen November 2007 und Februar 2008 manuell mit einem Gliedermaßstab und liegt deshalb in diesem Zeitraum nur einmal wöchentlich vor. Von März 2008 bis Mai 2009 lieferte eine Pegelsonde (Tabelle 10), die im Zulaufgerinne 62 cm vom Wehr entfernt in 10 cm Abstand zum Gerinneboden installiert wurde, Wasserstandswerte mit einer zeitlichen Auflösung von zehn Minuten.

Tab. 10: Sensorbeschreibung Pegelsonde (SENORTECHNICS 2009)

Sensor	Messgröße	Messbereich	Genauigkeit
Pegelsonde (Fa. SENORTECHNICS)	Wasserstand	0 ... 100 cmWS	+/- 0,2 %

Der Durchfluss Q wurde nach THOMSON (1861) über Gleichung 4-9 (PETER 2005) berechnet.

$$Q = \frac{8}{15} \mu \cdot \tan\left(\frac{\beta}{2}\right) \sqrt{2g} \cdot h^{\frac{5}{2}} \quad (4-9)$$

Dabei ist β der Öffnungswinkel des Dreieckwehrs, g die Erdbeschleunigung und h die Überfallhöhe. Der Überfallbeiwert μ ist von der Wehrhöhe w_0 und der Wehrbreite B abhängig und wurde über Gleichung 4-10 nach HAGER (1990) bestimmt.

$$\mu = \frac{1}{\sqrt{3}} \left(1 + \left[\frac{h^2 \cdot \tan\left(\frac{\beta}{2}\right)}{3B \cdot (h + w_0)} \right]^2 \right) \cdot \left(1 + \frac{0,66}{1000h^{\frac{3}{2}} \cdot \tan\left(\frac{\beta}{2}\right)} \right) \quad (4-10)$$

Die Wasserstands-Durchflussbeziehung des Messwehres wurde durch 37 Gefäßmessungen, die im Zeitraum von Dezember 2007 bis April 2009 erfolgten, kalibriert (Abbildung 18a). Über die lineare Regressionsfunktion in Abbildung 18b wurde die Berechnung der Durchflüsse leicht modifiziert.

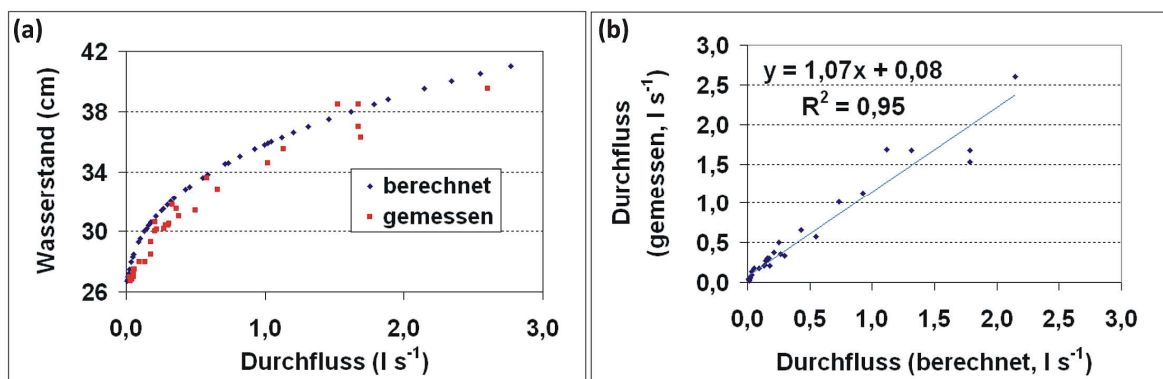


Abb. 18: Wasserstands-Durchfluss-Beziehung des Messwehres im Untersuchungsgebiet (a) und Regression zwischen gemessenem und berechnetem Durchfluss (b)

Der Abflussbeiwert Ψ als prozentualer Anteil des abflusswirksamen Niederschlags zum Gebietsniederschlag N (in mm s^{-1}), wurde in Anlehnung an BAUMGARTNER & LIEBSCHER (1996) über Gleichung 4-11 berechnet.

$$\Psi = \frac{\int_{t_A}^{t_E} [Q(t) - Q_A] dt}{\int_{t_A}^{t_E} [N(t) \cdot A_E] dt} \cdot 100\% \quad (4-11)$$

Dabei ist A_E ist die Quelleinzugsgebietsfläche (in m^2) und Q der Durchfluss (in l s^{-1}). Bei Datenlücken wurde die Quellschüttung linear interpoliert, was zu einer leichten Überschätzung des Abflussbeiwertes geführt haben kann.

Nach BAUMGARTNER & LIEBSCHER (1996) ist zur Berechnung des Abflussbeiwertes die Höhe des Basisabflusses notwendig. Da dessen Verlauf nicht bekannt ist, wurde als Näherungsgröße der Anfangsdurchfluss Q_A (in l s^{-1}) verwendet (Abbildung 19). Durch diese Annahme kann der Abflussbeiwert ebenfalls geringfügig überschätzt werden. Der Beginn des Niederschlag-Abfluss-Ereignisses t_A wird mit dem Zeitpunkt des einsetzenden Niederschlags gleichgesetzt. Die Abgrenzung einzelner Abflussereignisse ist nach CHIFFLARD & ZEPP (2008) prinzipiell problematisch, da zum einen der Trockenwetterabfluss nicht immer gleich hoch ist und zum anderen häufig bereits vor Erreichen eines gleich bleibenden Durchflusses ein erneutes Niederschlagsereignis einsetzt. Damit kann es zu einer Überlagerung von Abflussreaktionen kommen. Das Ende des Abflussereignisses t_E wurde deshalb in dieser Arbeit entweder dann gesetzt, wenn die Quellschüttung die Höhe des Anfangsdurchflusses erreichte, oder wenn sich vor einem erneuten Durchflussergang ein vergleichsweise niedriges Niveau nahe dem Anfangsdurchfluss eingestellt hatte (Abbildung 19).

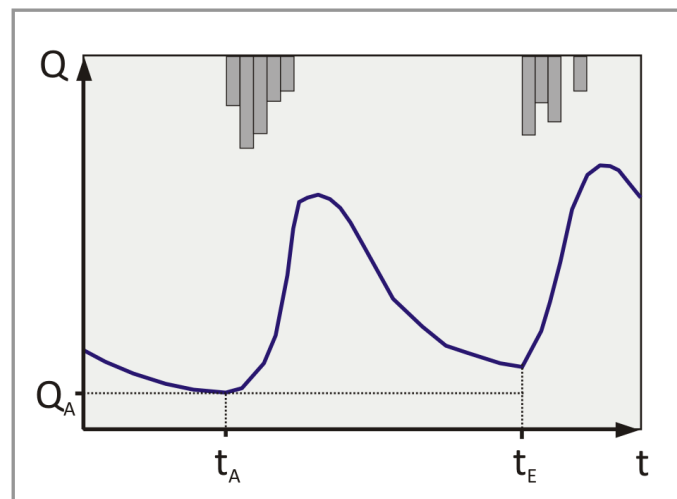


Abb. 19: Schematische Darstellung zur Abgrenzung von Abflussereignissen (mit Q_A ... Anfangsdurchfluss, t_A ... Ereignisbeginn, t_E ... Ereignisende)

Zur Abschätzung des Wasserherkunftsraumes und der beteiligten Abflusskomponenten kann das Leerlaufverhalten einer Quelle analysiert werden. Das Konzept des Leerlaufens eines Einzellinearspeichers nach DYCK & PESCHKE (1995) bildet dafür den theoretischen Hintergrund. Da diese Vorgehensweise von HENNING & SCHWARZE (2001) nur für langjährige Datenreihen empfohlen wird und der Untersuchungszeitraum nur eineinhalb Jahre betrug, sind die resultierenden Ergebnisse als unsicher einzustufen. Zur Berechnung des Leerlaufkoeffizienten α für das Untersuchungsgebiet wurden elf eingipflige Durchflussganglinien verwendet. Während die Anstiegskurve einer Durchflussganglinie vorwiegend vom Charakter des Niederschlagsereignisses beeinflusst wird, ist die Form der Rückgangslinie weitgehend unabhängig davon (DYCK 1980). Die Trockenwetterganglinie besitzt bei homogenen Aquiferen einen exponentiellen Verlauf.

Der Leerlaufkoeffizient α wird durch hydraulische und geometrische Parameter des Einzugsgebietes beeinflusst und kann über die Umstellung der MAILLET-Formel 4-12 (BAUMGARTNER & LIEBSCHER 1996) zur Beschreibung der Trockenwetterganglinie berechnet werden.

$$Q_t = Q_0 \cdot e^{-\alpha \cdot t} \quad (4-12)$$

mit:

Q_t Durchfluss zum Zeitpunkt t (in l s^{-1})

Q_0 Durchfluss zum Zeitpunkt t_0 (in l s^{-1})

α Leerlaufkoeffizient (in d^{-1})

t Zeit (in d)

Aus dieser mathematischen Beziehung wird deutlich, dass α die Steigung der Trockenwetterganglinie angibt. Diese ist nach HÖLTING & COLDEWEY (2005) „vom speichernutzbaren Hohlraumanteil eines Grundwasserleiters abhängig“. Aus dem Leerlaufkoeffizienten kann über Gleichung 4-13 (BAUMGARTNER & LIEBSCHER 1996) die Speicherkonstante k abgeleitet werden, die Aussagen über die mittlere Aufenthaltszeit des Wassers im Einzugsgebiet erlaubt und damit auf die dominierenden Abflusskomponenten schließen lässt.

$$k = \frac{1}{\alpha} \quad (4-13)$$

4.5 Hydro- und festphasenchemische Analytik

4.5.1 Wasserprobennahme

Die Wasserprobennahme fand zwischen November 2007 und April 2009, mit wenigen Ausnahmen, wöchentlich statt. Das Quellwasser wurde als Schöpfprobe circa 50 cm unterhalb des Quellaustritts mit Hilfe einer Probenflasche gewonnen. Für die Analyse des Bestandesniederschlags wurde aus den 14 Niederschlagssammlern eine Mischprobe gewonnen, der Freilandniederschlag wurde einzeln analysiert. Die Kühlung der Proben erfolgte durch eine handelsübliche Kühlbox. Schnee bzw. gefrorenes Wasser aus den Niederschlagssammlern wurden in Gefriertüten zum Labor transportiert, dort aufgetaut und wie beschrieben weiter verarbeitet.

Um Bodenwasserproben zu gewinnen, wurden im Untersuchungsgebiet zwölf Saugkerzen mit poröser Polyethylen-Nylon-Membran an drei Stationen (S1, S2, S3) in jeweils vier Tiefen installiert (Abbildung 20, Tabelle B2 im Anhang). Jeweils eine wurde in der Hauptlage, eine in der Mittellage (falls vorhanden) und zwei bis drei in der Basislage eingebaut. Die Kerzen besitzen einen Durchmesser von 20 mm und eine Länge von 60 mm. Die Verlängerung bildet ein Acrylglasschaft. Der Einbau erfolgte im Oktober 2007 nach dem gleichen Prinzip wie bei den Tensiometern (Abschnitt 4.4.1).

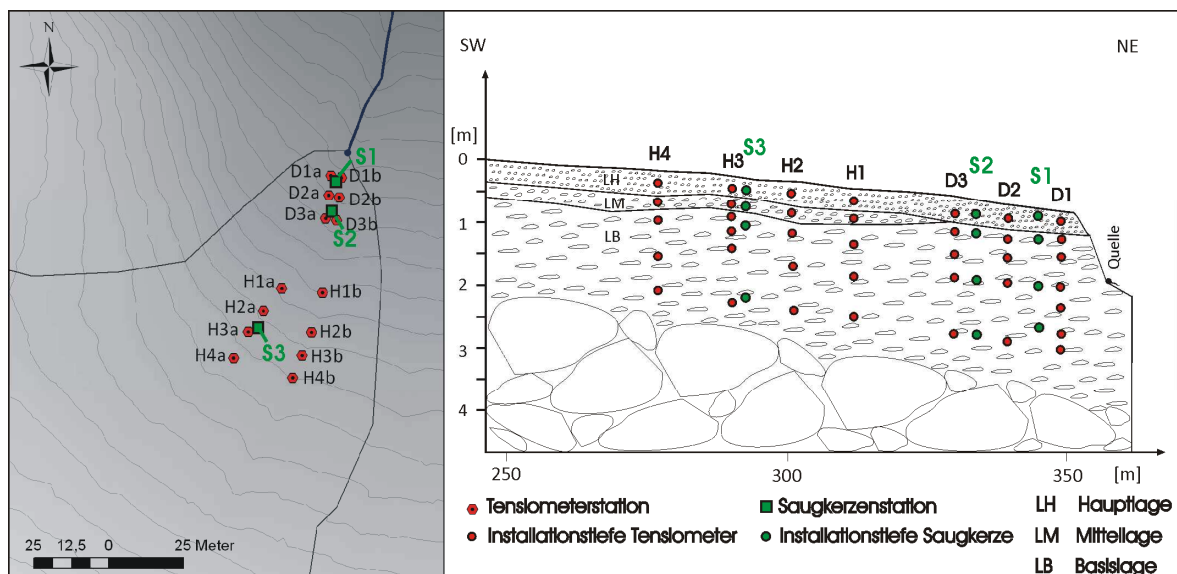


Abb. 20: Einbauposition der Saugkerzen (Datengrundlage: DGM 2, LANDESMESSEAMT SACHSEN 2008)

Nach einer dreißigtägigen Konditionierungsphase wurden erste Bodenwasserproben analysiert. Zur Erzeugung des Unterdruckes kam eine Vakuumstation VS-pro (Fa. UMS) mit einem Druckbereich von 0 bis 700 hPa und zwei Unterdruckkreisen zum Einsatz. Das Bodenwasser wurde mit implosionsgeschützten 1 l-Glasflaschen, die in einer gedämmten Hartschalenbox aufbewahrt wurden, gesammelt und wöchentlich beprobt. Das Bodenwasser wurde demnach, im Gegensatz zur wöchentlichen Entnahme des Quellwassers, als Wochenmischprobe gewonnen.

Nach BENDE-MICHL (2004) sind stoffliche Umsatzprozesse in den Wassersammelgefäßen (Niederschlag, Bodenwasser) möglich. Dies betrifft bevorzugt Stickstoffverbindungen und hat damit auch Einfluss auf den pH-Wert (BREDEMEIER & LINDBERG 1991). Dadurch sind Fehlinterpretationen bei diesen Parametern möglich.

4.5.2 Wasseranalytik und Stofffrachtberechnung

Die Wasserproben wurden im Labor des geographischen Instituts der TU Dresden analysiert. Die Messung des pH-Werts und der elektrischen Leitfähigkeit erfolgte mit einem pH-Meter (Fa. WTW) bei Raumtemperatur.

Die nachfolgend beschriebenen Analysen wurden mit filtrierten Proben durchgeführt. Die Konzentrationen der Kationen Ammonium (NH_4), Natrium (Na), Calcium (Ca), Magnesium (Mg) und Kalium (K) sowie der Anionen Chlorid (Cl), Nitrat (NO_3) und Sulfat (SO_4) wurden mit einem Ionenchromatographen DX-120 (Fa. DIONEX) gemessen. Die Ortho-Phosphat- (O-PO_4) und Nitrit- (NO_2)messung erfolgte mittels Farbindikator am Photometer. Die Eisen- und Aluminiumkonzentration in den Wasserproben wurden durch das Flammen-Atomabsorptionsspektrometer vario6 (Fa. ANALYTIK JENA) bestimmt. Die Messung erfolgt spektralanalytisch mit einer Hohlkatodenlampe bei einer spezifischen Wellenlänge von 248,3 nm für Eisen bzw. 309,3 nm für Aluminium. Der gelöste organische Kohlenstoff (DOC) wurde am TOC-Analyzer (Fa. SHIMADZU) nach dem Prinzip der katalytischen Verbrennung gemessen. Dafür wurden die Proben vorher mit Salzsäure angesäuert.

Die Stoffeinträge über den Freiland- bzw. Bestandesniederschlag wurden nach BRAHMER (1990) durch die Multiplikation der mittleren wöchentlichen Stoffkonzentration und der wöchentlichen Niederschlagsmenge und der Aufsummierung über ein Jahr berechnet. Die Berechnung des Gebietsaustrags über die Quellschüttung erfolgte durch die Multiplikation der wöchentlich gemessenen Stoffkonzentration mit der wöchentlichen Abflussmenge und deren Aufsummierung über ein Jahr (SWISTOCK et al. 1997). Waren keine wöchentlichen Konzentrationswerte vorhanden, dann wurde die mittlere jährliche Stoffkonzentration mit der jährlichen Abflussmenge multipliziert.

4.5.3 Festphasenchemische Analytik

Um die Interpretation der hydrochemischen Daten zu erleichtern, wurden die chemischen Eigenschaften der Bodenfestphase bestimmt. Die Bodenproben wurden mit einem Salpetersäure-Flusssäure-Druckaufschluss gelöst und die Elemente Eisen (Fe), Mangan, Kalium, Aluminium (Al), Magnesium, Natrium und Calcium am Flammen-Atomabsorptionsspektrometer gemessen. Jede Probe wurde drei Mal gemessen und daraus das arithmetische Mittel gebildet. Die Ermittlung des pH-Wertes erfolgte in einer 0,1 N Kaliumchlorid-Lösung elektrochemisch mit einem pH-Meter (Fa. WTW) bei Raumtemperatur.

4.6 MESSUNG DER BODEN- UND QUELLWASSEITEMPERATUR

Die Bodentemperatur wurde mittels Sensoren (Platinwiderstand 1/3 DIN B, Tabelle 11), die in den Tensiometern integriert waren, ermittelt (UMS 2003). Messstandort und -tiefe entsprechen damit denen der Tensiometer (Tabelle B1 im Anhang). Aufgrund der zahlenmäßig limitierten Eingänge am Datenlogger konnten an der Station H2b keine Bodentemperaturen erfasst werden. Die Bestimmung der Quellwassertemperatur erfolgte wöchentlich unterhalb des Quellaustritts mit einem Quecksilberthermometer.

Tab. 11: Sensorbeschreibung Tensiometer (Messung der Bodentemperatur) (UMS 2003)

Sensor	Messgröße	Messbereich	Genauigkeit
Tensiometer T8 (Fa. UMS)	Bodentemperatur (°C)	-30 ... +70 °C	+/- 0,2 °C (-10 ... +30 °C)

4.7 FÄRBEVERSUCHE

Zur visuellen Erfassung der kleinräumigen Fließwege des Wassers innerhalb der Haupt-, Mittel- und Basislage wurden im Rahmen der Diplomarbeit von DÖHLER (2011) und der Bachelorarbeit von HOFERICHTER (2011) im Untersuchungsgebiet Färbeversuche mit dem Farbtracer *Brilliant Blue FCF* (E 133) durchgeführt. Dieser Lebensmittelfarbstoff ist nach FLURY & FLÜHLER (1994) ökologisch unbedenklich und im Boden durch seine blaue Farbe gut sichtbar. Allerdings ist das Mobilitätsverhalten im Boden durch die Adsorption des Farbstoffs an Bodenpartikel eingeschränkt (FLURY & FLÜHLER 1995). Dabei ist Ton nach KETELSEN & MEYER-WINDEL (1999) der wichtigste Adsorbent. Da *Brilliant Blue FCF* sehr schnell adsorbiert, kann es vorkommen, dass die bevorzugten Fließwege nicht komplett gefärbt werden (KETELSEN & MEYER-WINDEL 1999).

Der Färbeversuch von HOFERICHTER (2011) erfolgte am 25.07.2011 mit dem in Abschnitt 4.2.3 beschriebenen Doppelring-Infiltrometer (Abbildung 21) direkt neben Schürfgrube 2 (Abbildung 14). Der humose Oberboden wurde vor der Messung abgetragen, um eine möglichst schnelle verlustfreie Infiltration des gefärbten Wassers in den Mineralboden zu gewährleisten. Es wurden 18 l mit 3 g l⁻¹ *Brilliant Blue* angereichertem Wasser innerhalb von 24 Minuten im Innenring versickert. Dies entspricht einer Wassermenge von rund 255 l m⁻² und einer Intensität von etwa 637 mm h⁻¹. Nach einer Stunde wurde das Profil aufgegraben.



Abb. 21: Färbeversuch mit einem Doppelring-Infiltrrometer (Fotos: R. HÜBNER)

Außerdem wurden am nordwestlichen Rand des Untersuchungsgebietes am 28.04.2011 und am 01.06.2011 zwei 1,5 m x 1,5 m große Flächen mit *Brilliant Blue* gefärbtem Wasser (4 g l^{-1}) unter quasi natürlichen Bedingungen beregnet. Die Beregnungsanlage (Abbildung 22a) wurde aus Aluminiumprofilen und einem in Längsrichtung über rollbare Schlitten beweglichen Edelstahlrohr gefertigt. Letzteres besaß aller 1 cm Löcher mit einem Durchmesser von 0,3 mm. Das gefärbte Wasser wurde in einem etwa einen Meter über der Anlage positionierten Mörtelkübel aufbewahrt und über zwei 4 m lange PVC-Schläuche rechts und links zum Edelstahlrohr geleitet. Dieses wurde manuell von zwei Personen gleichmäßig hin und her bewegt. Die Wasserzufuhr konnte mit einem Kugelhahn reguliert werden. (DÖHLER 2011)

Während der Versuche wurden jeweils 40 l m^{-2} Wasser mit einer Intensität von rund 11 bis 12 mm h^{-1} auf die $2,25 \text{ m}^2$ großen Flächen aufgebracht. Nach 48 Stunden erfolgte das Aufgraben der Profile bis in 1,2 m Tiefe. Dabei wurde jeweils nur die innen liegende 1 m^2 große beregnete Fläche (Abbildung 22b, mit Markierungsband abgesteckt) betrachtet, um mögliche Randeffekte zum nicht beregneten Boden zu minimieren.



Abb. 22: Schematische Darstellung der Beregnungsanlage (a) und Foto der beregneten Fläche (b)
(Schematische Zeichnung: DÖHLER 2011; Foto: S. DÖHLER)

4.8 GEOPHYSIKALISCHE METHODEN

4.8.1 Geoelektrische Widerstandskartierung

Das Messprinzip der Gleichstromgeoelektrik beruht auf der Annahme, dass Lockersedimente und Gesteine je nach ihren sedimentologischen bzw. lithologischen Eigenschaften sowie deren Wassersättigung und Porenwasserchemismus eine unterschiedlich hohe spezifische elektrische Leitfähigkeit besitzen (WEIDELT 1997).

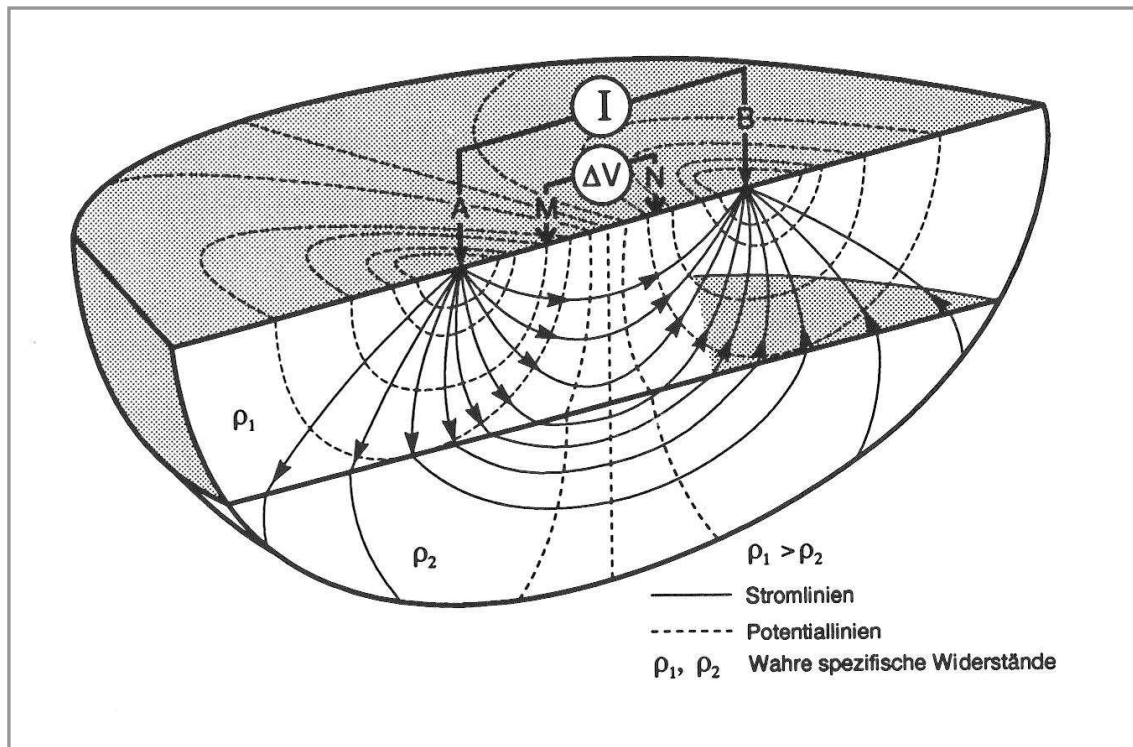


Abb. 23: Messprinzip der Gleichstromgeoelektrik mit einer Vierpunktanordnung (LANGE 1997)

Über zwei geerdete Elektroden A und B wird Gleichstrom (bzw. niederfrequenter Wechselstrom) in den oberflächennahen Untergrund eingespeist (Abbildung 23). Der Potentialverlauf des sich dabei aufbauenden Potentialfeldes ist abhängig von den Leitfähigkeitseigenschaften des Untergrundes. Mit den Elektroden M und N ist die Potentialdifferenz an der Erdoberfläche messbar. Aus dieser und der eingespeisten Stromstärke berechnet sich nach dem Ohmschen Gesetz ein elektrischer Widerstand, der wiederum mit dem Konfigurationsfaktor K multipliziert, den spezifischen elektrischen Widerstand ρ des Untergrundes ergibt. Der Konfigurationsfaktor ist abhängig von der jeweiligen Elektrodenanordnung (Abbildung 24), dem Grundabstand a zwischen den Elektroden und dem maximalen Elektrodenabstand n_a . Jede Elektrodenanordnung hat bezüglich der Störanfälligkeit, dem Auflösungsvermögen, der Erkundungstiefe sowie der Durchführbarkeit im Gelände Vor- und Nachteile. (LANGE 1997) Für die geoelektrischen Messungen im Untersuchungsgebiet wurden die Wenner-alpha- und Wenner-beta-Konfigurationen gewählt, da sie nach LANGE (1997) ein gutes Signal-Rausch-Verhältnis sowie eine gute Schichtauflösung besitzen. Außerdem ist die Messdauer im Gelände gegenüber vergleichbaren Anordnungen verhältnismäßig kurz.

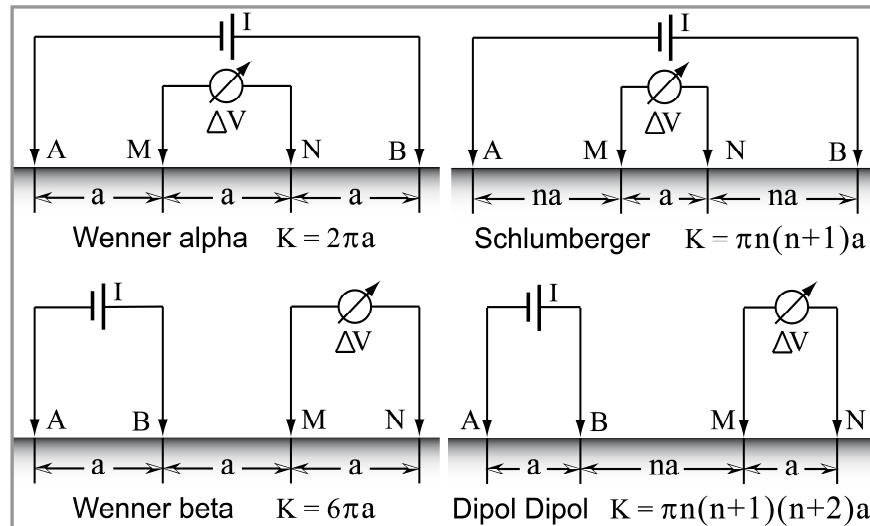


Abb. 24: Elektrodenkonfigurationen der Gleichstromgeoelektrik

(aus HÜBNER 2009; verändert nach LANGE 1997)

Im homogenen Untergrund entspricht der spezifische elektrische Widerstand dem tatsächlichen. Bei inhomogenen Verhältnissen, wie sie meist in der Natur vorkommen, handelt es sich um einen scheinbaren spezifischen Widerstand, der Rückschlüsse auf die räumliche Verteilung elektrisch gut bzw. schlecht leitender Bereiche im Untergrund erlaubt. (LANGE 1997)

Die geoelektrischen Sondierungs-Kartierungen des oberflächennahen Untergrundes im Untersuchungsgebiet wurden mit einer Multielektrodenapparatur mit der Steuerungseinheit 4-Punkt light hp (Fa. LIPPMANN) durchgeführt. Es standen zwei Elektrodenketten mit jeweils 25 Elektroden und einem maximal möglichen Elektrodenabstand von 2,5 m zur Verfügung. Die Stromeinspeisung erfolgte mittels T-förmiger Edelstahlstäbe, die circa 15 cm in den Boden gesteckt wurden. Mit der Software GeoTest (Fa. GEOPHYSIK - DR. RAUEN) wurden die Daten im Gelände aufgenommen.

Die erste Sondierungs-Kartierung erfolgte zwischen dem 21. und 22.10.2008, jeweils von 8:00 bis 18:00 Uhr im Rahmen der Diplomarbeit von HÜBNER (2009). Dabei wurden die in Abbildung 25 dargestellten 50 m langen Profile A bis G eingemessen. Die fünf Querprofile (B, D, E, F, G) kreuzten die beiden Längsprofile A und C. Dabei schnitten sie Profil A in einem Winkel von $102,5^\circ$ und Profil C in einem Winkel von circa 90° . Bei Profil C wurde ein Elektrodenabstand von 2 m gewählt, so dass sich dadurch die Erkundungstiefe erhöhte. Bei allen anderen Profilen betrug der Elektrodenabstand 1 m. Es wurde jeweils eine Messung mit der Wenner-alpha- und der Wenner-beta-Konfiguration durchgeführt.

Am 04.06.2009 von 7:30 bis 19:00 Uhr fand die zweite Kartierung im Rahmen der Belegarbeit von HOYER (2010) statt. Dabei wurden die Profile H, I, J, K, L und M eingemessen. Der Elektrodenabstand betrug bei allen Profilen 1 m. Für die Querprofile wurden, im Gegensatz zu Profil M mit 50 Elektroden und 50 m Länge, aufgrund der räumlichen Gegebenheiten nur 40 Elektroden verwendet. Sie schnitten das Längsprofil in einem Winkel von rund 90° . Die Profile wurden mit der Wenner-alpha-Elektrodenkonfiguration eingemessen.

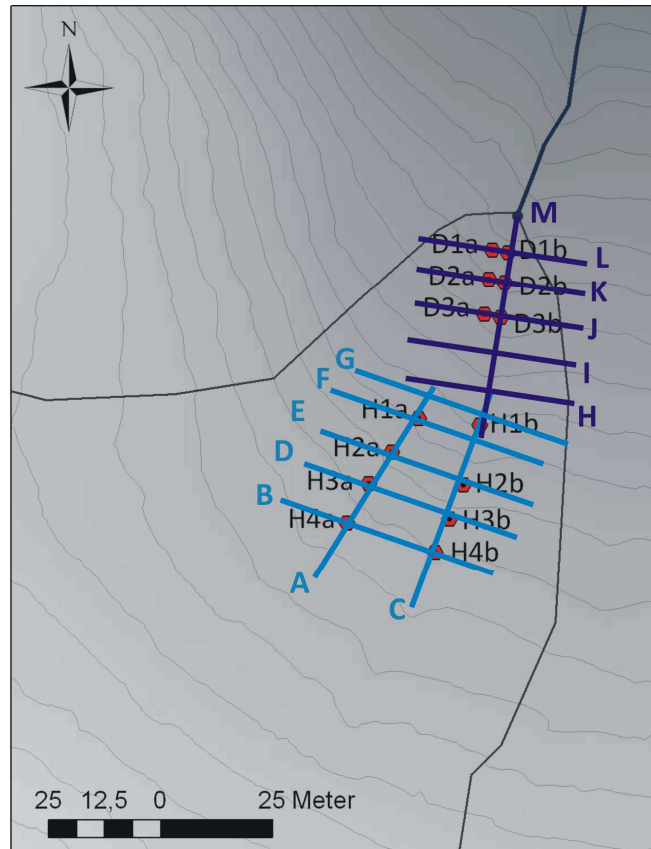


Abb. 25: Lage der Profile der geoelektrischen Kartierungen und Lage der Tensiometerstationen (blau: Kartierung vom 21.-22.10.08; lila: Kartierung vom 04.06.09) (Datengrundlage: DGM 2, LANDESVERMESSUNGSAMT SACHSEN 2008)

HÜBNER (2009) und HOYER (2010) bereiteten die Geländedaten mit dem Programm DC2DInvRes auf und verwendeten für die Datenauswertung das Programm BERT 2.0, welches Teil der geophysikalischen Inversions- und Modellierungs-Softwarebibliothek GIMLi ist (GÜNTHER et al. 2011). Die Visualisierung der Ergebnisse erfolgte mit der Software ParaView 3.10.0 (Fa. KITWARE).

Bei geoelektrischen Messungen können Fehler entstehen, durch:

- Positionierungsfehler der Elektroden, die sich vor allem auf die oberflächennahen Messwerte auswirken können. Der Fehler der Positionsabweichung in Profilrichtung ist etwa zehnmal größer als der Fehler der seitlichen Abweichung vom Profil. (ZHOU & DAHLIN 2003)
- Störsignale von z.B. Bahntrassen oder Industrieanlagen bzw. Störkörper (z.B. Wurzeln, Steine, unterirdische Leitungen), die jedoch im Untersuchungsgebiet mit Ausnahme der Wurzeln und Steine ausgeschlossen werden können. Auch außerhalb des Profils befindliche Störkörper können die Messung beeinflussen, da sich das Potentialfeld im Untergrund dreidimensional ausbreitet. (LANGE 1997)
- stark reliefiertes Gelände, das zu Veränderungen des K-Faktors führen kann. Ist die Neigung kleiner 10° , kann dieser Fehler nach TELFORD et al. (1990) vernachlässigt werden.

- den nicht homogenen oberflächennahen Untergrund. Dadurch wird bei der Dateninversion durch schrittweise Modifikation eines Startmodells an die gemessenen Sondierungskurven nicht nur ein Ergebnismodell erhalten, sondern es kann mehrere unterschiedliche bestangepasste Modelle und damit eine Mehrdeutigkeit bei der Interpretation geben (LANGE 1997).
- zu geringe Schichtmächtigkeiten bzw. Widerstandskontraste zwischen den Schichten, was zur Schichtunterdrückung führen kann (LANGE 1997).
- starke Widerstandskontraste zwischen den Schichten, d.h. wenn die oberste Schicht niederohmig ist, dann wirkt die darunter liegende Schicht im Ergebnismodell mächtiger und bei hochohmiger erdoberflächennächster Schicht wirkt sie geringmächtiger (HOMILIUS & FLATHE 1988).
- Temperaturunterschiede im oberflächennahen Untergrund, da die elektrische Leitfähigkeit eine temperaturabhängige Größe ist (RUIJUN et al. 2011). Nach HAYASHI (2004) verringert sich der elektrische Widerstand pro 1 K Temperaturzunahme um etwa 1 bis 2 %. Bei den Sondierungs-Kartierungen wurde keine Temperaturkorrektur durchgeführt, da nicht für alle Messpunkte und -tiefen gemessene Bodentemperaturen vorlagen.

4.8.2 Bestimmung von Widerstands-Sättigungs-Beziehungen

Um die bei den Sondierungs-Kartierungen erhaltene räumliche Verteilung des spezifischen elektrischen Widerstandes hinsichtlich der Wassersättigung im oberflächennahen Untergrund interpretieren zu können, wurden im Rahmen der Diplomarbeit von HÜBNER (2009) für Substratproben des Untersuchungsgebietes im Labor Widerstands-Sättigungs-Beziehungen erstellt.

Die Stechzylinderproben ($\approx 40,7 \text{ cm}^3$) wurden aus Schürfgrube 2 (Abbildung 14) entnommen. Dabei stammten sieben Proben aus der Haupt-, vier Proben aus der Mittel- und vier Proben aus der Basislage. In der Mittel- und Basislage wurde die Probennahme durch den hohen Bodenskelettgehalt erschwert, so dass hier weniger Material zur Verfügung stand. In den Proben konnten während des Laborversuchs alle, die elektrische Leitfähigkeit bzw. den Widerstand beeinflussenden Parameter, außer dem Wassergehalt, als konstant angenommen werden.

Die im Trockenschrank bei 95 °C bis zur Gewichtskonstanz getrockneten Proben wurden über eine Einlassöffnung in der oberen Verschlusskappe mit einer handelsüblichen Einwegspritze mit jeweils 0,5 ml Quellwasser ($155 \mu\text{S cm}^{-1}$, 20 °C) schrittweise aufgesättigt (HÜBNER 2009). Die Wassersättigung S_w gibt an, wie hoch der Anteil der wassergefüllten Hohlräume in der Probe ist und berechnet sich aus dem Verhältnis zwischen Wasservolumen und Porenraum (STOLZENBERGER-RAMIREZ 2012). Sie kann damit Werte zwischen 0 und 1 annehmen.

Nach jeder Wassergabe wurde der spezifische elektrische Widerstand in der Probe mittels Vierpunkt-Elektroden-Anordnung bestimmt. Dazu wurden die Stechzylinder mit speziellen Kunststoffabdeckungen mit integrierten Edelstahlplatten A und B (Abbildung 26) zur Stromeinspeisung versehen. Die Potentialelektroden M und N bestanden aus vergoldeten Kontaktstiften (\varnothing 1 mm) und konnten über zwei Bohrungen mit gleichem Durchmesser 1 cm tief in die Probe eingeführt werden. (HÜBNER 2009)

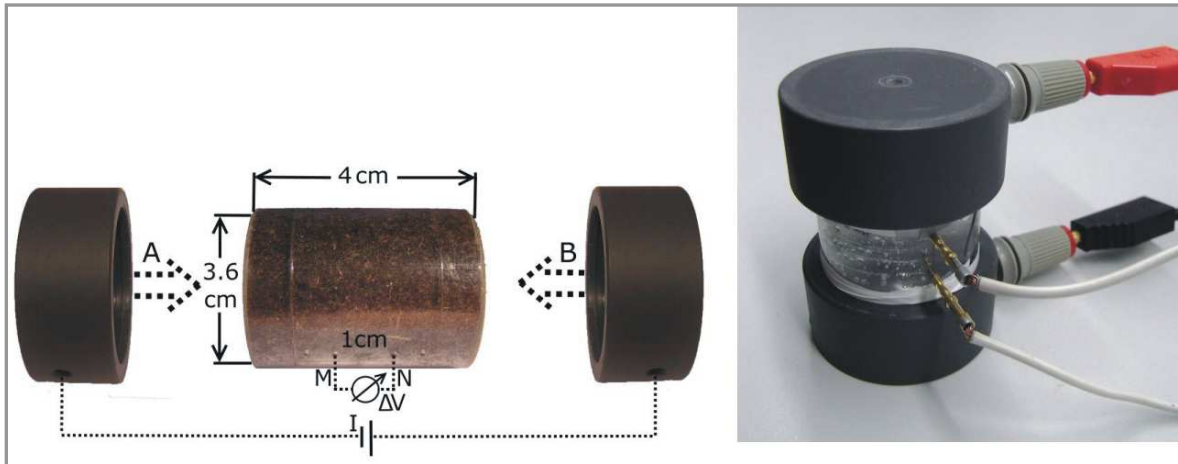


Abb. 26: Messaufbau zur Bestimmung der Widerstands-Sättigungs-Beziehungen im Labor (HÜBNER 2009)

Durch die punktförmige Injektion des Wassers in die Probe konnte die gleichmäßige Verteilung des Porenwassers nicht gewährleistet werden. Um den Fehler zu minimieren, wurden Mehrfachmessungen durchgeführt. (HÜBNER 2009)

4.8.3 Geoelektrisches Monitoring

Um die Bodenfeuchteverteilung im oberflächennahen Untergrund in ihrem zeitlichen Verlauf parallel zu den punktförmigen hydrometrischen Methoden zu erfassen, wurde von Mai bis Dezember 2008 ein geoelektrisches Monitoringexperiment durchgeführt. Dazu wurde Profil A (Abbildung 25) parallel zu den Tensiometerstationen H1a, H2a, H3a und H4a und Profil B (Abbildung 25) parallel zu den Tensiometerstationen H4a und H4b über den gesamten Monitoringzeitraum im Boden belassen. Abweichend von der Kartierung wurden selbst angefertigte Elektroden verwendet. Diese bestanden aus 15 cm langen Edelstahlgewindestäben (\varnothing 4 mm), an die über eine kurze Messleitung Bananenstecker befestigt waren. Die Elektroden wurden vollständig im Boden versenkt, um eine unbeabsichtigte Positionsänderung durch Personen bzw. Tiere zu verhindern. (Hübner 2009) Die Messung erfolgte mit der LIPPMANN-Multielektrodenapparatur auf beiden Profilen, meist im wöchentlichen Intervall, mit der Wenner-alpha- und der Wenner-beta-Elektrodenkonfiguration.

Die Datenaufbereitung und -inversion führte HÜBNER (2009) mit der in Abschnitt 4.8.1 beschriebenen Software durch. Um Artefakte bei der Inversion der Daten durch zu hohe Widerstandskontraste zu minimieren, wurden die tomographischen Tiefenschnitte der Monitoringprofile in Regionen zerlegt und die Inversion innerhalb dieser unabhängig voneinander durchgeführt. Die Abgrenzung der Regionen erfolgte nach der unterschiedlichen Widerstandsausprägung (Region 1: hochohmig, Region 2: niederohmig, Region 3: hochohmig).

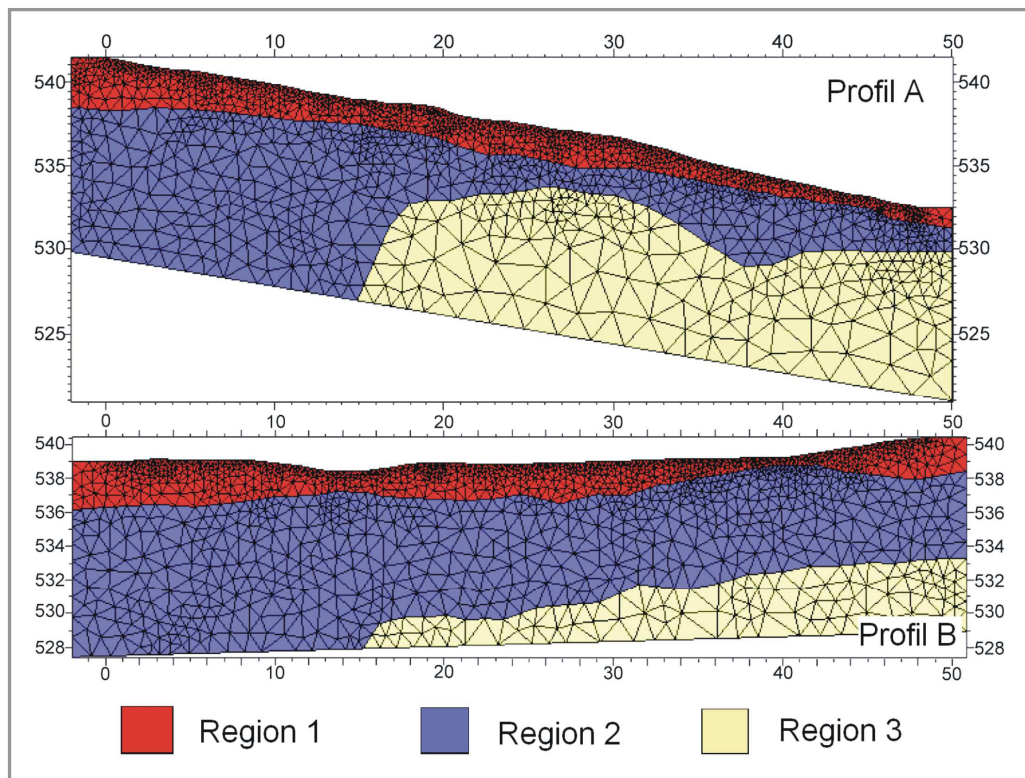


Abb. 27: Regionsmodelle für die Inversion von Profil A und B des geoelektrischen Monitorings (HÜBNER 2009)

Da sich zwischen den einzelnen Aufnahmezeitpunkten die Bodentemperatur änderte, wurden die Daten des spezifischen elektrischen Widerstandes nach HAYASHI (2004) über Gleichung 4-14 auf eine Normtemperatur von 25 °C umgerechnet.

$$\rho_{25} = \rho_T \cdot [1 + \alpha \cdot (T - 25)] \quad (4-14)$$

Dabei sind ρ_T der spezifische elektrische Widerstand bei der tatsächlichen Bodentemperatur T und ρ_{25} der spezifische elektrische Widerstand bei 25 °C. Als Temperaturkompensationsfaktor wurde nach KELLER & FRISCHKNECHT (1966) $\alpha = 0,025 \text{ } ^\circ\text{C}^{-1}$ verwendet. Profil A wurde nur in einem 30 m langen Abschnitt, dem Bereich zwischen den Tensiometerstationen H1a bis H3a (Abbildung 25), ausgewertet, da die Widerstandsverteilung und Bodenfeuchtedynamik unterhalb der Station H4a deutlich von der restlichen Profilstrecke abwich. Die Analyse dieses Bereichs erfolgte über die Monitoringdaten des Profils B.

4.8.4 Refraktionsseismik

Die Refraktionsseismik wurde eingesetzt, um die aus den Bohrungen gewonnenen Informationen über die Mächtigkeit der Basislage bzw. die Tiefe des Anstehenden zu verdichten. Das Messprinzip der Methode (Abbildung 28 [links]) beruht darauf, durch ein impulsartiges, kurzes Signal einer seismischen Quelle refraktierte seismische Wellen im Untergrund anzuregen. Dabei wird in Kompressionswellen (P-Wellen), die in Ausbreitungsrichtung schwingen und Scherwellen (S-Wellen), die quer zur Ausbreitungsrichtung schwingen, unterschieden. Die Geschwindigkeit der Wellen ist materialspezifisch und lässt damit Rückschlüsse auf den strukturellen und lithologischen Aufbau des Untergrundes zu. Sie wird über Geophone an der Geländeoberkante (GOK) empfangen. (SANDMEIER & KRUMMEL 1997, FERTIG 1997)

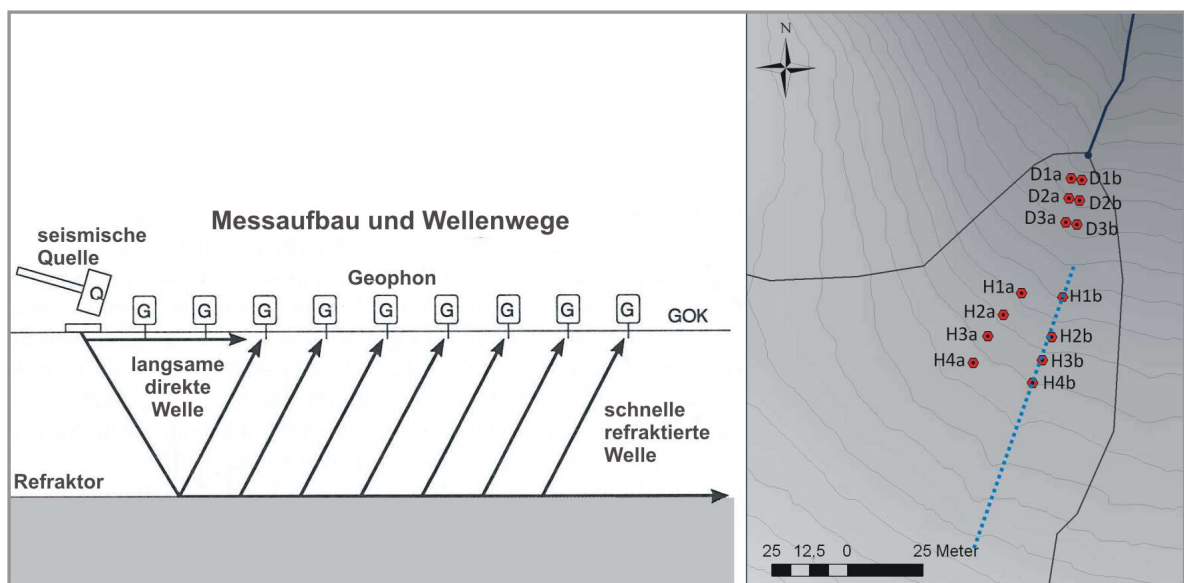


Abb. 28: Prinzipskizze zum Messaufbau der Refraktionsseismik (links) und Lage des Profils der refraktionsseismischen Messung (verändert nach SANDMEIER & KRUMMEL 1997, Datengrundlage: DGM 2, LANDESVERMESSUNGSAMT SACHSEN 2008)

Die seismische Messung im Untersuchungsgebiet wurde am 07.11.2008 zwischen 12:30 und 15:00 Uhr von Dr. Thomas Günther vom Leibnitz-Institut für Angewandte Geophysik (LIAG) mit einem kombinierten Geoelektrik-Seismik-Messsystem durchgeführt. Die Geophone wurden entlang eines 100 m langen Profils (Abbildung 28 [rechts]) äquidistant im Abstand von 1 m gesteckt. Die Energieanregung erfolgte mittels Hammerschlag auf eine mobile Bodenplatte. Anhand der ermittelten Laufzeitdaten der elastischen Wellen im Untergrund wurde von Dr. Günther mit der Software Ra2dTomo (GÜNTHER et al. 2011) ein Geschwindigkeits-Tiefen-Modell erstellt.

Fehlerhafte Ergebnisse können entstehen, wenn die Geophone schief eingesetzt werden oder Störsignale (Kabel, Freileitungen, unterirdische Rohrleitungen, Straßen, Schienenwege) existieren (EDELMAHN 1997). Diese können im Untersuchungsgebiet jedoch ausgeschlossen werden. Je nach gewählter Energiequelle besitzt das Verfahren ein begrenztes Auflösungsvermögen (KRUMMEL 1997).

4.9 DATENVERARBEITUNG UND STATISTISCHE AUSWERTEVERFAHREN

Während des Untersuchungszeitraumes entstanden zum einen durch technische Probleme der Messgeräte oder der Datenlogger sowie durch den zeitweiligen Ausfall der Stromversorgung Datenlücken. Die Zeiträume, die betroffenen Sensoren und Ursachen sind Tabelle B10 im Anhang zu entnehmen. Alle erfassten Daten wurden einer Plausibilitätsprüfung unterzogen. Inkonsistenzen durch Veränderungen der Messverfahren oder -geräte können weitestgehend ausgeschlossen werden. Die Uhrzeit wird in allen Auswertungen in der Mitteleuropäischen Zeit (MEZ) angegeben.

Es wurden deskriptive und bivariate statistische Methoden verwendet, um Lage- und Variabilitätsparameter sowie die Stärke und Form von Zusammenhängen verschiedener Messgrößen zu ermitteln. Bei normalverteilten Variablen x_i und y_i und einer gleichzeitig hinreichend großen Anzahl der Fälle n ($n \geq 30$) wurde der Produkt-Moment-Korrelationskoeffizient r_p nach PEARSON über Gleichung 4-15 (SCHÖNWIESE 2006) bestimmt.

$$r_p = \frac{\sum x_i y_i - (1/n) \sum x_i \sum y_i}{\sqrt{[\sum x_i^2 - (1/n)(\sum x_i)^2][\sum y_i^2 - (1/n)(\sum y_i)^2]}} \quad i = 1, \dots, n; \quad 0 \leq |r| \leq 1 \quad (4-15)$$

Bei nicht normalverteilten Variablen oder wenn die Anzahl der Fälle unter 30 lag, dann wurde der Rangkorrelationskoeffizient r_R nach SPEARMAN ermittelt. Die Berechnung erfolgte nach Gleichung 4-16, wobei im Vorfeld beide Stichproben in eine aufsteigende Rangfolge gebracht werden mussten, um die Rangplatzdifferenz D_i zu ermitteln. Voraussetzung für diese Formel ist jedoch, dass alle Ränge nur einmal vorkommen. (SCHÖNWIESE 2006)

$$r_R = 1 - \frac{6 \sum D_i^2}{n^3 - n} \quad i = 1, \dots, n; \quad 0 \leq |r_R| \leq 1 \quad (4-16)$$

Die Signifikanz des Korrelationskoeffizienten mit dem Signifikanzwert p wurde mittels t-Test (Gleichung 4-17, SCHÖNWIESE 2006) abgeschätzt.

$$t_{\text{Test}} = r \cdot \sqrt{\frac{n-2}{1-r^2}} \quad (4-17)$$

Die Bestimmung der Regressionsmodelle erfolgte über die Trendlinienfunktion von Microsoft Excel 2003. Um den Anteil der Streuung der Werte, der in den abhängigen Variablen vorhanden ist abschätzen zu können, wurde das Bestimmtheitsmaß R^2 aus dem Quadrat des Korrelationskoeffizienten berechnet. Die Erstellung der Boxplot-Diagramme erfolgte mit Statistica 5.1 (Fa. STATSOFT).

5 ERGEBNISSE UND DISKUSSION

5.1 DER OBERFLÄCHENNAHE UNTERGRUND IM UNTERSUCHUNGSGEBIET

5.1.1 Verbreitung und Aufbau der periglazialen Deckschichten

Der oberflächennahe Untergrund im untersuchten Quelleinzugsgebiet besteht aus zwei- und dreigliedrig aufgebauten periglazialen Hangsedimenten (Abbildung 29). Dreischichtprofile mit Haupt-, Mittel- und Basislage befinden sich ausschließlich im zentralen Bereich der Hangdelle. Am Oberhang und im Westen des Einzugsgebiets sowie nahe der Quelle überwiegen Zweischichtprofile.

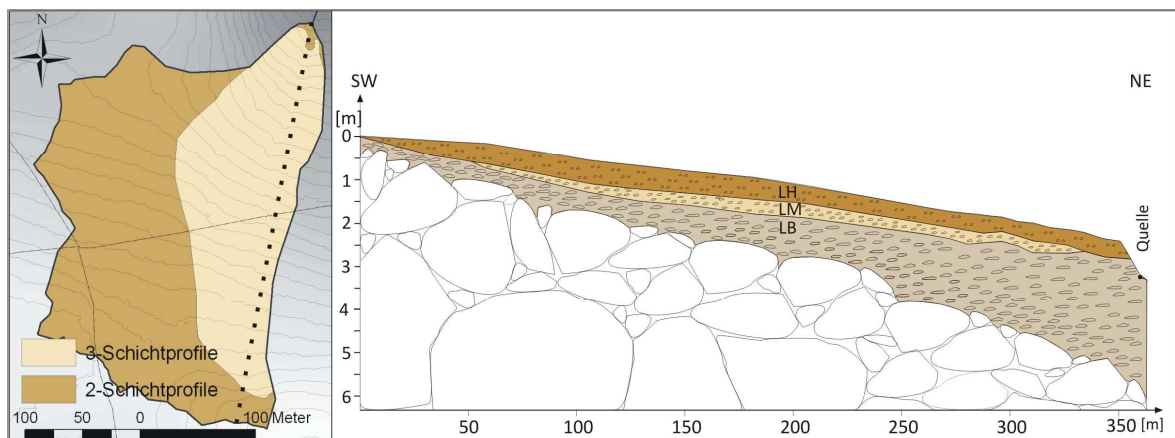


Abb. 29: Einzugsgebiet mit Verbreitung der zwei- und dreilagigen Deckschichten (links) und Profilschnitt durch das Quelleinzugsgebiet mit Mächtigkeiten der periglazialen Lagen ([rechts], LH = Hauptlage, LM = Mittellage, LB = Basislage)

Die circa 30 bis 65 cm mächtige Hauptlage, die zum Teil mit geringmächtigem kolluvialen Material überlagert ist, besteht aus schluffig-lehmigem, locker gelagertem Substrat. Die Mittellage, mit einer Mächtigkeiten von bis zu 55 cm und schluffig-lehmigem Material, ist mittel dicht gelagert und besitzt häufig Hydromorphiemarkmale. Die Basislage enthält fast ausschließlich lokale Komponenten mit dominant sandigem Feinboden und ist durch eine hohe Lagerungsdichte sowie einem großen Anteil an eingeregelter, plattigem Bodenskelett gekennzeichnet. Die Mächtigkeiten der Basislage nimmt hangabwärts zu und reicht im quellnahen Bereich bis mindestens 300 cm Tiefe.

Aufgrund der beschränkten Erkundungstiefe der Bohrstock- und Rammkernsondierungen kann die Untergrenze der Basislage nicht eindeutig lokalisiert werden. Das Ergebnis der Refraktionsseismik liefert jedoch Anhaltspunkte (Abbildung 30). Die oberste Schicht bis maximal 4 m unter GOK verzeichnet P-Wellengeschwindigkeiten von etwa 400 bis 800 m s⁻¹. In diesem Wertebereich liegen typischerweise Ausbreitungsgeschwindigkeiten für quartäre Deckschichten (FERTIG 1997, HECHT 2001, 2007). Die Rammkernsondierungen in der Nähe des Profils bestätigen diese Interpretation. Darunter folgt ein relativ heterogener Bereich mit Ausbreitungsgeschwindigkeiten zwischen 800 und 3000 m s⁻¹. Hierbei handelt es sich entweder um eine stark verdichtete Basislage oder aber die Zersatzzone des Anstehenden, d.h. es handelt sich um mäßig verwittertes bzw. angewittertes Ausgangsgestein.

Ab etwa 10 m Tiefe schließt sich eine Zone mit Ausbreitungsgeschwindigkeit der seismischen Wellen von rund 3000 m s^{-1} und höher an. Die homogenen und vergleichsweise hohen Geschwindigkeiten in diesem Bereich legen die Vermutung nahe, dass es sich um das anstehende Gestein handeln könnte. HECHT (2007) gibt für Metamorphite P-Wellengeschwindigkeiten von etwa 3000 bis 5800 m s^{-1} an, so dass diese Annahme plausibel erscheint.

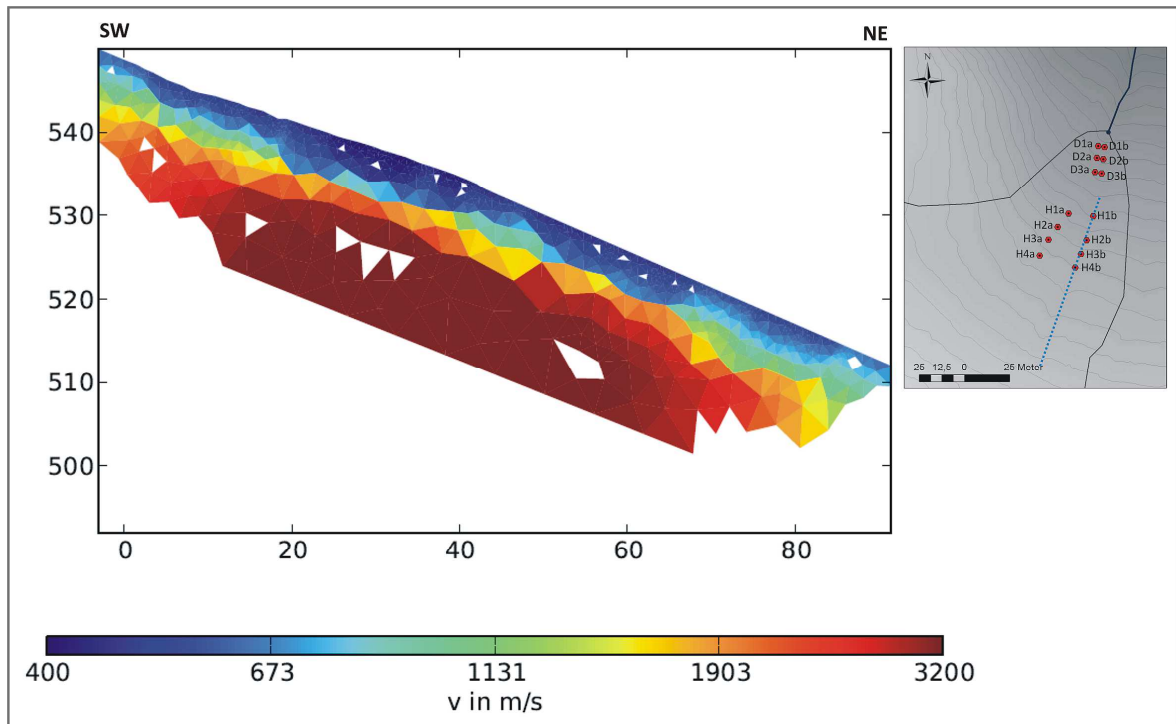


Abb. 30: P-Wellen-Geschwindigkeitsmodell des oberflächennahen Untergrundes im Untersuchungsgebiet mit Lage des Profils (rechts) (Abbildung links: T. GÜNTHER)

Die für das Quelleinzugsgebiet kennzeichnenden Eigenschaften der periglazialen Deckschichten werden im Folgenden anhand zweier repräsentativer Leitprofile genauer beleuchtet. Leitprofil 1 ist ein Dreischichtprofil aus dem zentralen Hangdellenbereich (Schürfgrube 2, Abbildung 14, Abschnitt 4.2.1). Als Leitprofil 2 wurde Schürfgrube 5 aus dem südwestlichen Einzugsgebiet (Abbildung 14, Abschnitt 4.2.1) ausgewählt, da diese die Eigenschaften des zweilagigen Deckschichtenkomplexes im Untersuchungsgebiet gut widerspiegelt. Alle weiteren Aufschluss- und Bohrdaten befinden sich in den Tabellen B3 und B4 des Anhangs.

5.1.2 Leitprofil 1

Leitprofil 1 (Abbildung 31) besitzt einen dreigliedrigen Aufbau bestehend aus einer jeweils etwa 45 cm mächtigen Haupt- und Mittellage, sowie einer Basislage, die ab 85 bis 90 cm Tiefe beginnt und in der Schürfgrube bis 150 cm aufgeschlossen wurde.

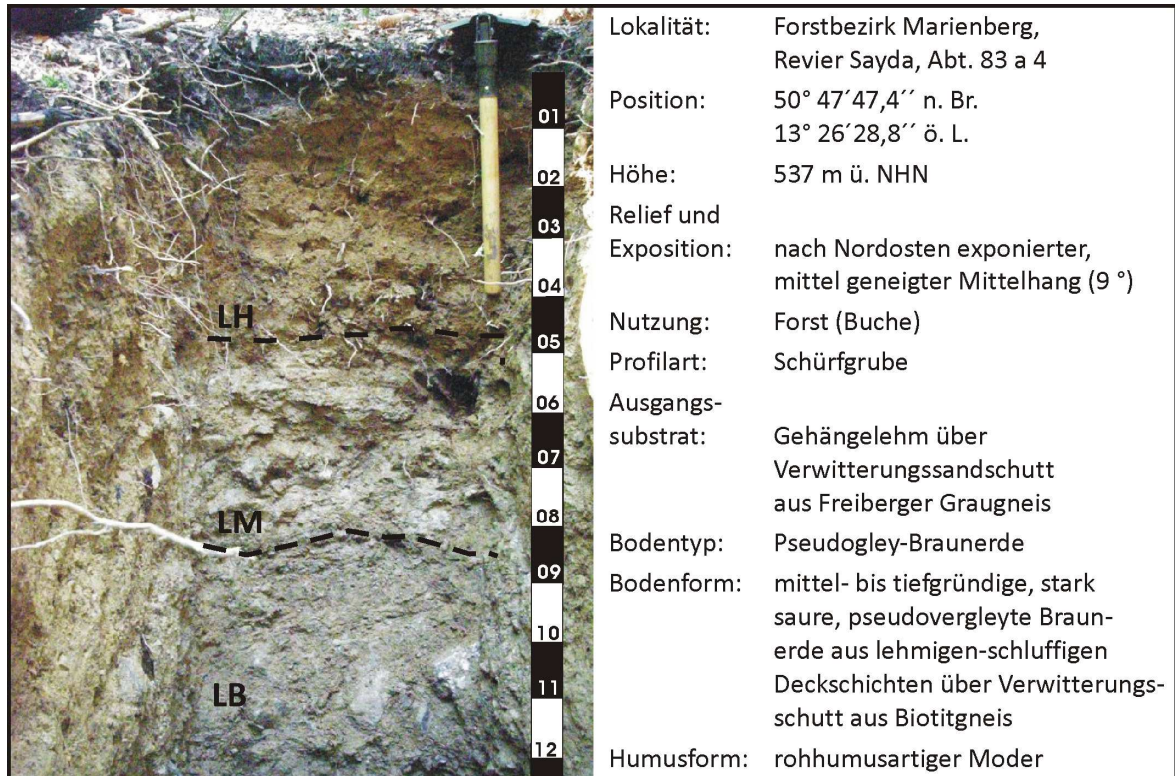


Abb. 31: Leitprofil 1 - allgemeine Angaben und Foto (Foto: eigene Aufnahme)

Die Korngrößenzusammensetzung von Haupt- und Mittellage ist sehr ähnlich (Tabelle 12). Beide besitzen ein Korngrößenmaximum im Mittelschluff. Da auch der Grobschluffgehalt in beiden Lagen über 20 % beträgt, kann nach THALHEIM & FIEDLER (1990a) von einer Lössbeeinflussung des Standortes ausgegangen werden. Die Verschiebung des äolischen Korngrößenspektrums hin zum Mittelschluff ist aufgrund der starken Beimengung von grundgesteinsbürtigen Gesteins- und Mineralanteilen charakteristisch für Gebirgslöss (THALHEIM & FIEDLER 1990a). Zwischen Mittel- und Basislage ist ein deutlicher, nach SCHOLTEN (2003) für periglaziale Lagen charakteristischer Substratwechsel zu erkennen (Tabelle 12, Abbildung 33). Der Gesamtschluffgehalt vermindert sich in der Basislage um fast 60 %, dagegen verdoppelt sich der Sandanteil. Das Korngrößenmaximum der Basislage liegt im Grobsandbereich. In der Hauptlage überwiegt ein Krümelgefüge, in der Mittellage ist stattdessen ein Subpolyedergefüge ausgebildet. Die Basislage besitzt ein Einzelkorngefüge. Im Übergangsbereich zwischen Mittel- und Basislage treten Tonanreicherungen auf (Abbildung 32). Sie finden sich vermehrt an Aggregataußenflächen und verkleiden Wurmgänge bzw. alte Wurzelbahnen. Nach KLEBER & TERHORST (in Vorb.) bekräftigt dies die Annahme der Lössbeeinflussung des Standorts.

Tab. 12: Bodenkundliche, sedimentologische und bodenphysikalische Eigenschaften des Leitprofils 1

	Hauptlage	Mittellage	Basislage
Tiefe	0 - 45 cm	45 - 85 cm	90 - 150 cm
Horizont	Ah, Bv	II Sdw	III (S-)Cv
Farbe ⁺	10YR/5/8	10YR/5/4	10YR/5/3
Bodenart [*]	Uls	Uls	SI2
Ton (in Masse-%)	14,1	12,1	7,1
Feinschluff (in Masse-%)	8,1	6,5	3,7
Mittelschluff (in Masse-%)	24,1	24,8	8,7
Grobschluff (in Masse-%)	20,2	21,5	9,5
Feinsand (in Masse-%)	9,6	8,0	11,3
Mittelsand (in Masse-%)	13,2	11,6	20,9
Grobsand (in Masse-%)	10,7	15,5	38,8
Bodenskelettgehalt (in Vol.-%)	36	43	56
Trockenrohdichte (in g cm ⁻³)	1,2	1,5	1,7
Porosität (in %)	54	43	36

⁺ (nach MUNSELL 2000) ^{*} (nach AD-HOC ARBEITSGRUPPE BODEN 2005)

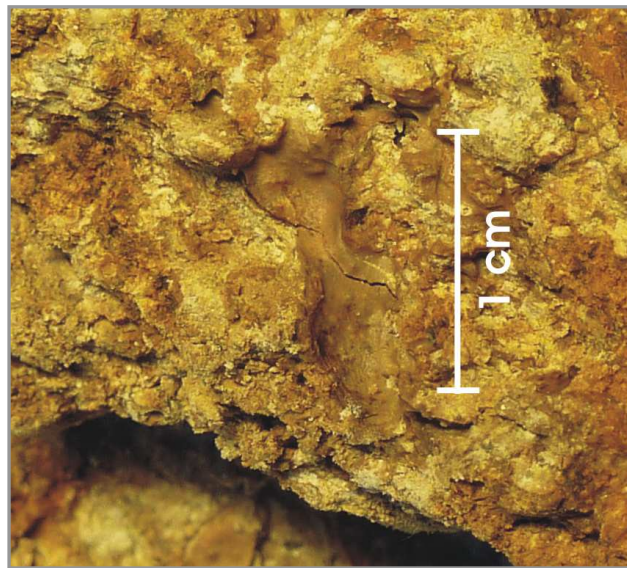


Abb. 32: Toncutan aus dem Übergangsbereich zwischen Mittel- und Basislage (Leitprofil 1) (Foto: eigene Aufnahme)

Sowohl die Lagerungsdichte als auch der Bodenskelettgehalt nehmen von der Haupt- über die Mittel- bis zur Basislage zu. Das Bodenskelett in der Basislage und größtenteils auch in der Mittellage ist hangparallel eingeregelt. Mit zunehmender Lagerungsdichte nimmt die Porosität in den Schichten entsprechend ab. Der Hauptwurzelraum liegt in der Hauptlage. In der Mittellage nimmt die Wurzeldichte von oben nach unten deutlich ab und in der Basislage sind keine Wurzeln mehr zu finden.

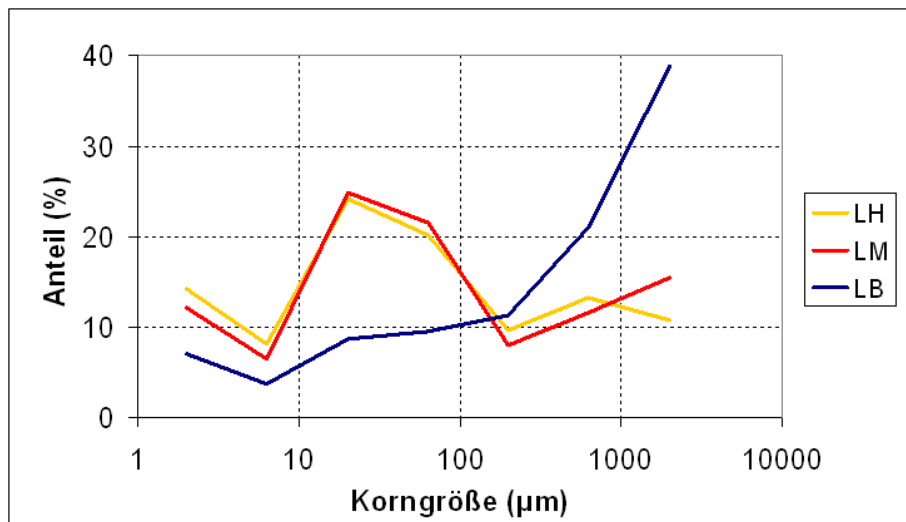


Abb. 33: Korngrößenverteilung des Leitprofils 1 (LH ... Hauptlage, LM ... Mittellage, LB ... Basislage)

Der bodenchemische Zustand von Leitprofil 1 (Tabelle 13) ist gut mit den von KLINGER (1995) sowie NEBE & ABIY (2002) untersuchten Gneisstandorten des Osterzgebirges vergleichbar. Die pH-Werte liegen in allen Lagen im Aluminium-Pufferbereich. Bei den Elementengehalten von Eisen, Kalium, Aluminium, Magnesium und Natrium zeigt sich von der Haupt- über die Mittel- bis hin zur Basislage ein leichter Anstieg. Nach KLINGER (1995) ist diese Erhöhung mit zunehmender Mineralbodentiefe regelhaft, da die genannten Elemente vorwiegend aus der Mineralverwitterung der anstehenden Gesteine stammen. Die leicht erhöhten Calciumgehalte in der Hauptlage sind vermutlich auf die Bodenschutzkalkung im August 2008 zurückzuführen. Der Mangangehalt nimmt, im Vergleich zu Haupt- und Mittellage, in der Basislage deutlich zu und gibt einen Hinweis auf Staunässe in den hangenden Lagen.

Tab. 13: Bodenchemische Eigenschaften des Leitprofils 1

	Hauptlage	Mittellage	Basislage
pH-Wert	3,8	4,1	3,9
Eisen (g kg ⁻¹)	26,9	29,2	31,0
Mangan (g kg ⁻¹)	492,0	396,3	716,4
Kalium (g kg ⁻¹)	21,4	25,1	25,9
Aluminium (g kg ⁻¹)	65,3	70,7	73,1
Magnesium (g kg ⁻¹)	4,3	5,3	5,5
Natrium (g kg ⁻¹)	13,2	13,1	14,4
Calcium (g kg ⁻¹)	2,5	2,2	2,4

5.1.3 Leitprofil 2

Leitprofil 2 (Abbildung 34) besitzt einen zweischichtigen Aufbau und ist aus einer etwa 45 cm mächtigen Hauptlage und einer darunter anschließenden Basislage, die bis circa 100 cm Tiefe aufgeschlossen wurde, aufgebaut.

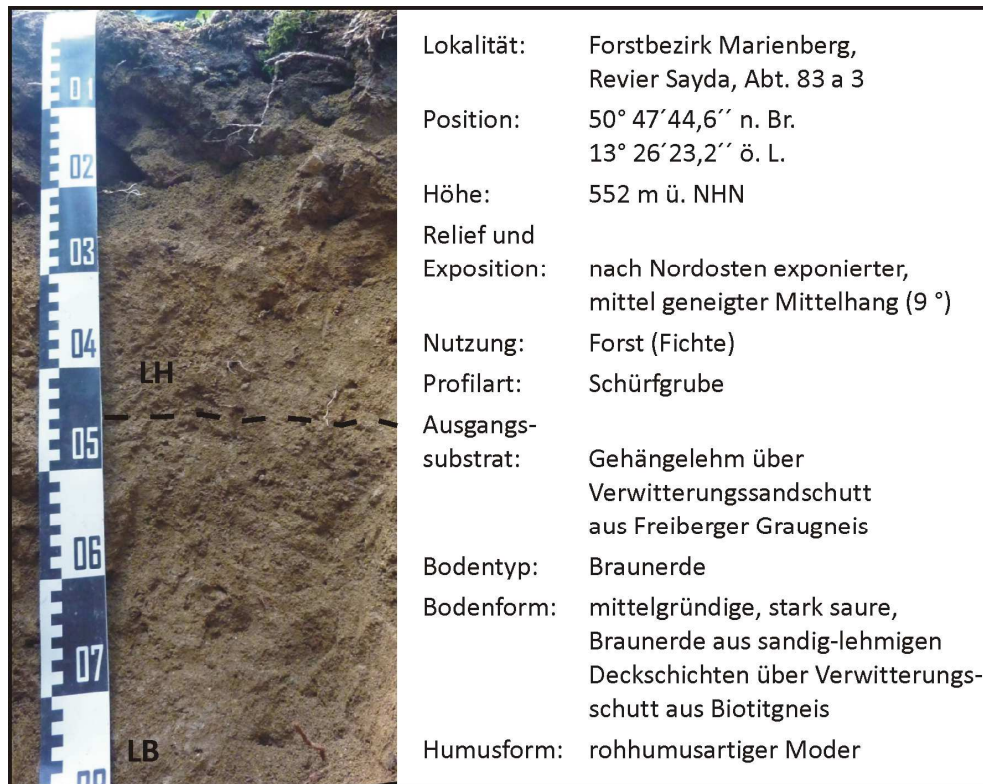


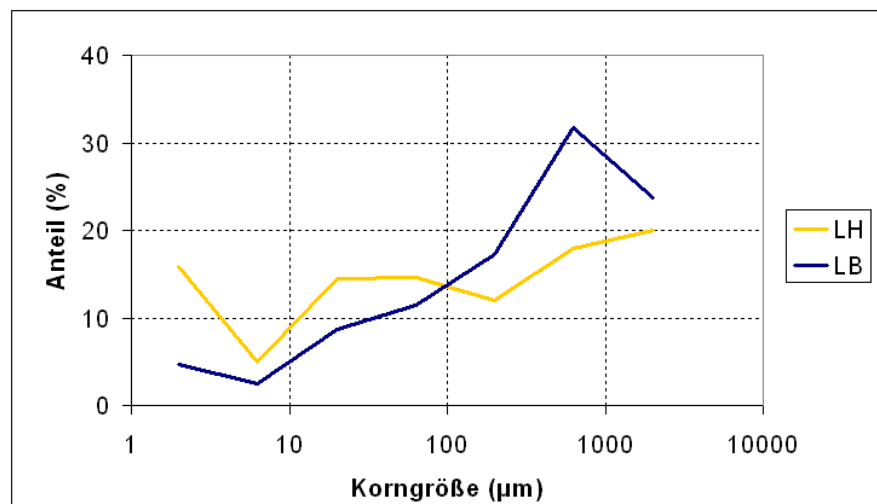
Abb. 34: Leitprofil 2 - allgemeine Angaben und Foto (Foto: eigene Aufnahme)

Die Hauptlage besteht aus einem stark lehmigen Sand. Das Korngrößenmaximum liegt im Grobsand, ein sekundäres Maximum befindet sich im Grobschluff (Tabelle 14, Abbildung 35). Im Vergleich zur Hauptlage des Dreischichtprofils mit einem Schluffanteil von etwa 52 % (Leitprofil 1, Abschnitt 5.1.2) fällt dieser im Zweischichtprofil mit rund 34 % deutlich geringer aus. Die Basislage ist schluffärmer als die Hauptlage und besitzt eine sehr ähnliche Korngrößenverteilung, wie die Basislage des Leitprofils 1. Die Hauptlage besitzt ein Krümel- und die Basislage eine Einzelkorngefüge. Tonanreicherungen waren im Aufschluss nicht zu finden. Die Lagerungsdichte nimmt wiederum von der Haupt- zur Basislage hin zu, allerdings in der aufgeschlossenen Tiefe nicht in dem Maß, wie bei Leitprofil 1. Der Bodenskelettgehalt ist mit etwa 40 % in beiden Lagen ähnlich. Die Hauptlage ist stark durchwurzelt. In der Basislage nimmt die Durchwurzelung mit zunehmender Tiefe deutlich ab.

Tab. 14: Bodenkundliche, sedimentologische und bodenphysikalische Eigenschaften des Leitprofils 2

	Hauptlage	Basislage
Tiefe	0 - 45 cm	45 - 100 cm
Horizont	Ah, Bv	Cv
Farbe ⁺	10YR/4/6	10YR/3/4
Bodenart *	SI4	Su2
Ton (in Masse-%)	15,9	4,7
Feinschluff (in Masse-%)	4,9	2,5
Mittelschluff (in Masse-%)	14,5	8,7
Grobschluff (in Masse-%)	14,7	11,4
Feinsand (in Masse-%)	12,1	17,3
Mittelsand (in Masse-%)	17,9	31,7
Grobsand (in Masse-%)	20,0	23,7
Bodenskelettgehalt (in Vol.-%)	42	38
Trockenrohdichte (in g cm ⁻³)	1,1	1,4
Porosität (in %)	58	47
pH-Wert	3,8	4,1

⁺ (nach MUNSELL 2000) * (nach AD-HOC ARBEITSGRUPPE BODEN 2005)

**Abb. 35: Korngrößenverteilung des Leitprofils 2 (LH ... Hauptlage, LB ... Basislage)**

5.1.4 Bodenhydraulische Eigenschaften der periglazialen Lagen

Die hydraulischen Leitfähigkeiten von Haupt-, Mittel- und Basislage unterscheiden sich deutlich (Tabelle 15, Tabelle B5, B6 und B7 im Anhang). Die in der Hauptlage gemessenen Werte haben eine hohe Spannweite (Abbildung 36). Letzteres ist nach MALLANTS et al. (1996) typisch für Messdaten der (feld-)gesättigten hydraulischen Leitfähigkeit und entsteht durch kleinräumige Heterogenitäten. Der Median von $26,6 \text{ cm d}^{-1}$ ist mit den Daten des Bodenatlas (Abschnitt 3.2, LFUG 2007) vergleichbar. Diese mittlere hydraulische Leitfähigkeit und die Infiltrationsrate von 22 mm h^{-1} können mit der relativ geringe Lagerungsdichte und der hohen Durchwurzelung erklärt werden. Die teilweise gemessenen recht hohen hydraulischen Leitfähigkeiten im Bereich von 250 cm d^{-1} sind vermutlich auf präferentielle Fließwege, wie alte Wurzelbahnen, zurückzuführen.

Tab. 15: Bodenhydraulische Parameter der periglazialen Lagen im Untersuchungsgebiet

	Hauptlage	Mittellage	Basislage
feldgesättigte hydraulische Leitfähigkeit (cm d^{-1})	von 5,3 bis 264,2 26,6 (Median, n = 49)	von 3,1 bis 45,1 9,4 (Median, n = 19)	von 4,4 bis 219,9 51,5 (Median, n = 20)
Infiltrationsrate (mm h^{-1})	von 5 bis 450 22 (Median, n = 15)	n.b.	n.b.
Feldkapazität (Vol-%)	36 (Gelände) 32 (Labor)	34 (Gelände) 29 (Labor)	29 (Gelände) 25 (Labor)

Demgegenüber besitzt die Mittellage mit einer höheren Lagerungsdichte und damit geringeren Porosität sowie einem höheren Bodenskelettgehalt eine niedrigere hydraulische Leitfähigkeit mit einem Median von nur $9,4 \text{ cm d}^{-1}$. Die Streuung der Daten ist wesentlich geringer. Die hydraulische Leitfähigkeit der Basislage liegt trotz hoher Lagerungsdichte und hohem Bodenskelettgehalt mit einem Median von $51,5 \text{ cm d}^{-1}$ über den Werten der hangenden Schichten und unterscheidet sich damit von den Angaben im Bodenatlas (LFUG 2007), nach denen die hydraulische Leitfähigkeit mit der Tiefe bis auf 0 cm d^{-1} hin abnimmt. Das überwiegend sandige Substrat sowie das hangparallel eingeregelter Bodenskelett, das nach SAUER & LOGSDON (2002) die gesättigte hydraulische Leitfähigkeit erhöht und nach KLEBER & SCHELLENBERGER (1998) laterale Fließbewegungen fördert, könnten die Ursachen für diesen vergleichsweise hohen Wert sein.

Die pF-Kurven der Lagen in Abbildung 37 verdeutlichen das unterschiedlich ausgeprägte Wasserbindevermögen. Die Breite der Hysterese ist in der Hauptlage am größten. Dies ist mit einem häufigen Wechsel zwischen Auffeuchtung und Abtrocknung und damit oft auftretenden Lufteinschlüssen zu erklären. Aufgrund der sehr ähnlichen Substrateigenschaften von Haupt- und Mittellage liegen sowohl der Wassergehalt bei 1 hPa als auch bei 1000 hPa der Geländedaten in einem sehr ähnlichen Wertebereich und lassen insgesamt auf eine recht hohe Wasserspeicherkapazität schließen. Die pF-Kurven der Basislage verlaufen flacher, was auf ein niedrigeres Wasserbindevermögen aufgrund des vorwiegend sandigen Substrats deutet. Die hohe Lagerungsdichte der Basislage widerspiegelt sich in dem relativ flachen Verlauf aller Kurven. Die ermittelten VAN-GENUCHTEN-Parameter befinden sich in Tabelle B13 im Anhang.

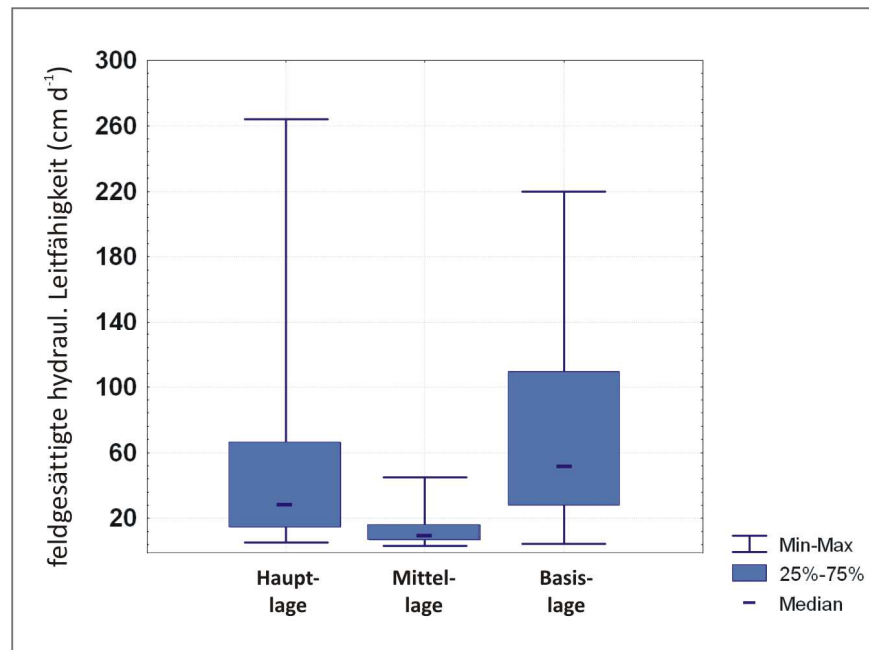


Abb. 36: Boxplot-Diagramme der feldgesättigten hydraulischen Leitfähigkeiten der Haupt-, Mittel- und Basislage

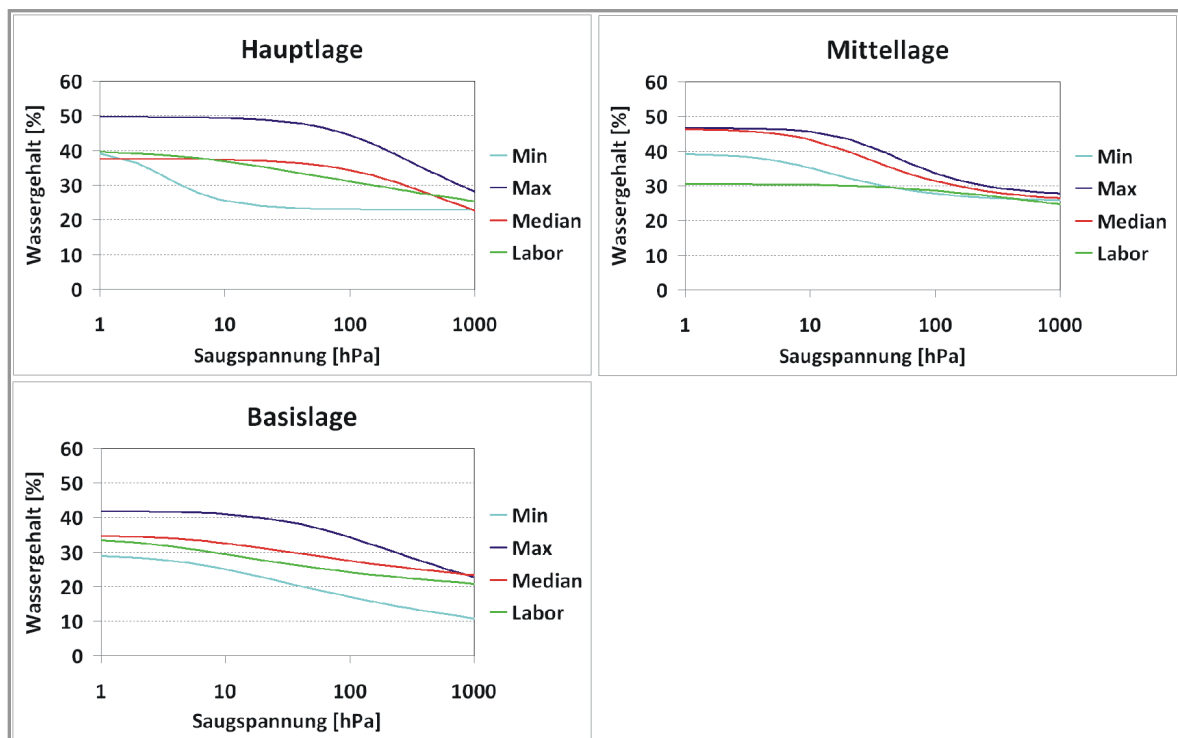


Abb. 37: Minimale, maximale und aus dem Median ermittelte pF-Kurven (Geländedaten) sowie die im Labor gemessene pF-Kurve des Leitprofils 1 für Haupt-, Mittel- und Basislage (verändert nach EICHHORN 2010)

Aus pedogenen Merkmalen sind ebenfalls indirekt Ableitungen zum Wasserhaushalt des Einzugsgebietes möglich. Die im zentralen Hangdellenbereich vorkommende Mittellage und die sich darunter anschließenden oberen Bereiche der Basislage bis circa 150 cm Tiefe besitzen an vielen Beprobungsstellen (Tabelle B4 im Anhang) Hydromorphiemerkmale, wobei graugefärbte, gebleichte Bereiche überwiegen und Rostflecken nur vereinzelt auftreten. Dies deutet auf eine längere Verweilzeit des Wassers in Mittel- und oberer Basislage in der Tiefenlinie der Hangdelle hin. Außerhalb dieser konnten dagegen meist keine Hydromorphiemerkmale kartiert werden.

In der oberen Basislage bis 150 cm unter GOK besitzen zudem die meisten Skelettkomponenten der Basislage Schluffkappen (Abbildung 38a). Sie bestehen vorwiegend aus schluffigem bis tonigem Substrat und können nach VÖLKE et al. (2002a) als Indikator für Wasserflüsse angesehen werden. Demnach wird Feinmaterial durch das Sickerwasser in die Basislage eingetragen und auf den Steinoberseiten akkumuliert. Die Annahme wird durch Fließmuster innerhalb der Ablagerungen (Abbildung 38b) und die blanken Steinunterseiten bestärkt (Abbildung 38c).

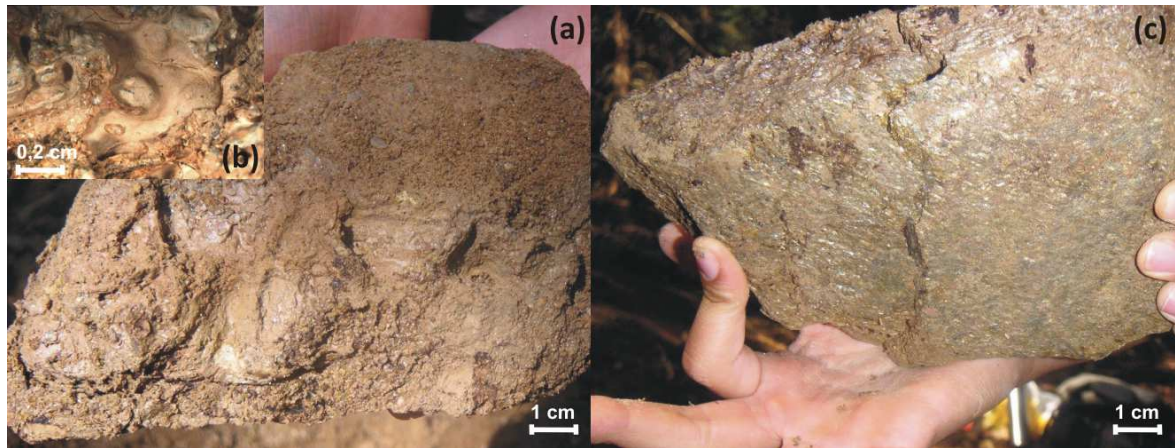


Abb. 38: Steinoberseite mit Schluffkappe (a), vergrößerter Ausschnitt der Schluffkappe (b) sowie blanken Steinunterseiten (c) (Foto: M. WEGENER, M. DIETZE)

5.2 METEOROLOGISCHE UND HYDROLOGISCHE SITUATION IM UNTERSUCHUNGSZEITRAUM

5.2.1 Meteorologische Situation

Der Untersuchungszeitraum von Oktober 2007 bis Mai 2009 war im Vergleich zu langjährigen Messreihen (Abbildung 8, Abschnitt 3.3) wärmer und feuchter. Die Diagramme in Abbildung 39 zeigen die monatlichen Niederschlagssummen sowie den Verlauf der Monatsmitteltemperaturen für die Jahre 2008 und 2009. Für 2007 liegen zu wenige Daten vor.

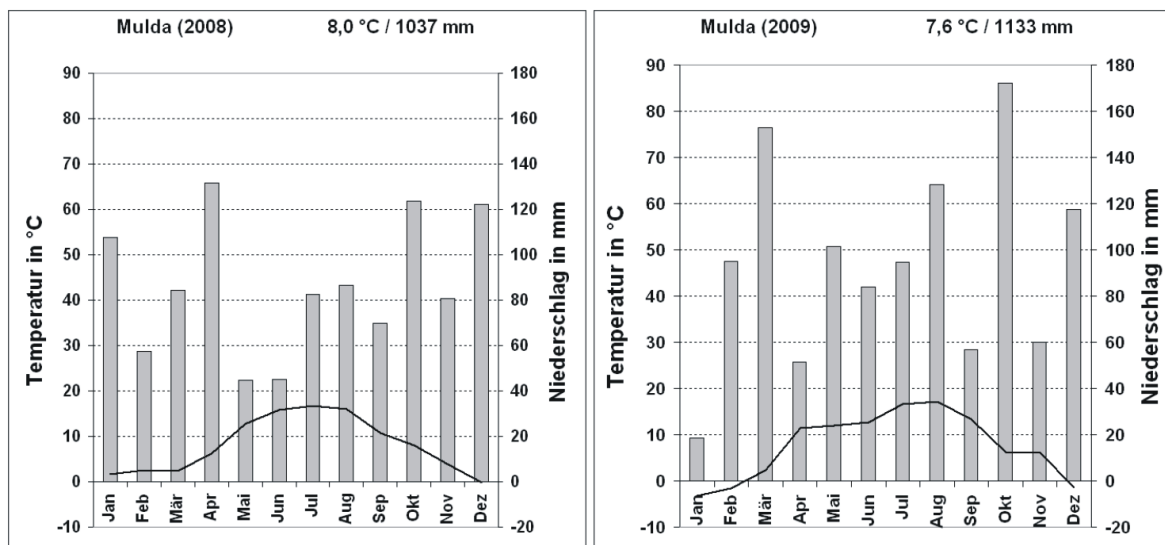


Abb. 39: Niederschlags- und Temperaturverlauf an der Klimastation Mulda für 2008 und 2009

Im Jahr 2008 überstieg die Jahresdurchschnittstemperatur an der Klimastation in Mulda das langjährige Mittel um 1,4 °C und es fielen 103 mm mehr Niederschlag. Die ersten fünf Monate des Jahres 2009 waren durchschnittlich 1°C zu warm und die Niederschläge lagen mit 76 mm über dem langjährigen Mittelwert. Überdurchschnittlich hohe Niederschläge im Untersuchungszeitraum fielen in den Monaten Januar, April, Oktober und Dezember 2008 sowie im Februar und März 2009. Am 30.10.2008 wurde die höchste Tagesniederschlagssumme (Freiland) mit 39,5 mm registriert. 74 % aller Niederschlagsereignisse lagen dagegen unter 8 mm. Die höchste Niederschlagsintensität wurde am 16.05.2008 mit rund 29 mm h⁻¹ erreicht.

Aus dem Freilandniederschlag und dem Bestandesniederschlag der wöchentlich entnommenen Sammlerproben berechnet sich ein mittlerer Kronendurchlass von rund 78 % und demnach einen Interzeptionsverlust von etwa 22 %. In Anbetracht der gemischten Baumartenzusammensetzung auf dem Messfeld und des vergleichsweise kurzen Beobachtungszeitraumes, ist dieser Wert relativ gut mit Literaturangaben zur Höhe des Interzeptionsverlustes vergleichbar, die sich für Fichtenbestände zwischen 31 bis 40 % und für Buchenbestände zwischen 10 bis 27 % bewegen (BALAZS 1983, BENECKE 1984, FLÜGEL 1988).

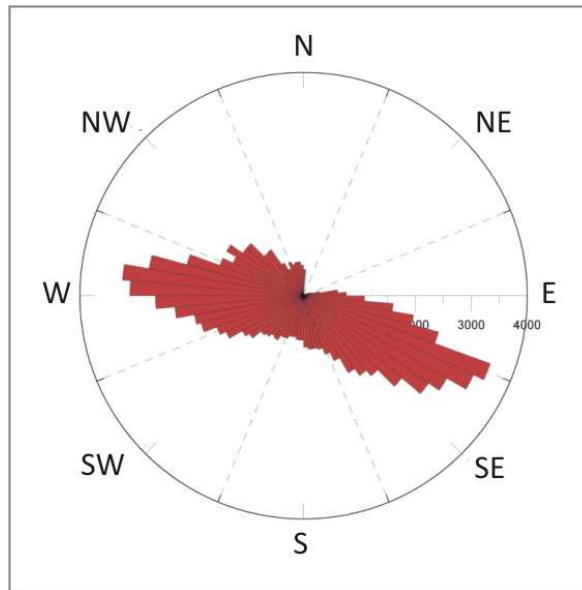


Abb. 40: Häufigkeit der Windrichtungen im Jahr 2008

Die vorherrschenden Windrichtungen im Untersuchungszeitraum waren West und Ost bzw. Südost (Abbildung 40). Die höchsten Windgeschwindigkeiten mit rund $11,4 \text{ m s}^{-1}$ aus südöstlicher Richtung wurden am 01.03.2008 erreicht.

5.2.2 Hydrologische Situation

Die Quellschüttungsganglinie für den Zeitraum von Oktober 2007 bis Mai 2009 ist in Abbildung 41 dargestellt. Der niedrigste Niedrigwasserdurchfluss (NNQ), der am 31.07.2008 aufgezeichnet wurde, betrug $0,08 \text{ l s}^{-1}$. Der höchste Hochwasserdurchfluss (HHQ) wurde mit $3,04 \text{ l s}^{-1}$ am 29.01.2008, 11:00 Uhr gemessen. Der Schüttungsquotient NNQ : HHQ der Quelle beträgt 1 : 46. Diese vergleichsweise großen Schüttungsschwankungen sind nach JORDAN & WEDER (1995) charakteristisch für Gneisgebiete, lassen nach SEEGER (1990) auf ein oberflächennahes Einzugsgebiet schließen und sind meist an Hangschuttquellen anzutreffen (MEHLHORN 1998).

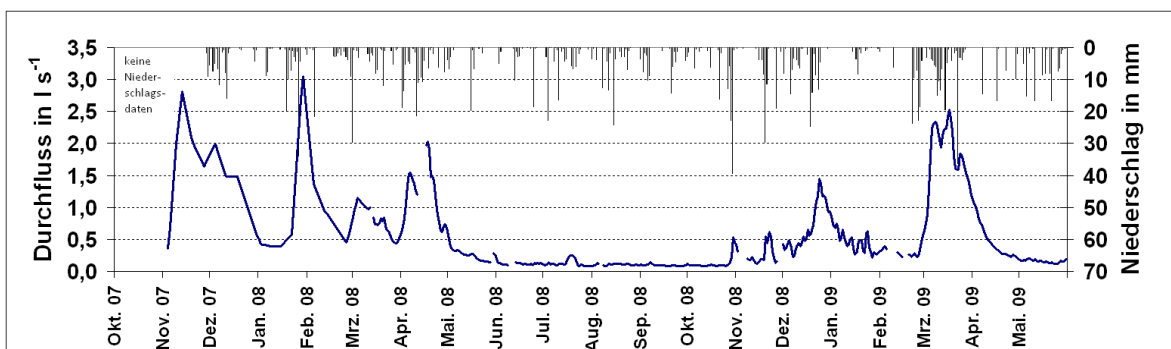


Abb. 41: Quellschüttungsganglinie und Freilandniederschlag (Tagessumme) für den Zeitraum von Oktober 2007 bis Mai 2009

Die höchsten Durchflüsse wurden im Untersuchungszeitraum in den hydrologischen Winterhalbjahren 2007/08 und 2008/09 erreicht. Dem gegenüber reagierte die Quellschüttung im Sommerhalbjahr 2008 nur sehr gering auf gefallene Niederschläge und war konsequent niedriger als der mittlere Durchfluss von $0,65 \text{ l s}^{-1}$ (Tabelle 16). Die mittlere Jahresabflussflussspende für den Untersuchungszeitraum betrug $10,8 \text{ l s}^{-1} \text{ km}^{-2}$. Für den Pegel Mulda 1 ($50^{\circ} 47' 59,16''$ n. Br., $13^{\circ} 26' 36,62''$ ö. L.) der Freiburger Mulde wurde aus den vom LFULG bereitgestellten Daten von 2007 bis 2009 eine mittlere Spende von $19,4 \text{ l s}^{-1} \text{ km}^{-1}$ berechnet. Die Abflussspenden umliegender Pegel des Osterzgebirges bewegen sich zwischen $9,13$ und $26,7 \text{ l s}^{-1} \text{ km}^{-2}$, so dass die Abflussspende des untersuchten Quellpegels im Vergleich dazu im unteren Bereich einzuordnen ist. Dieses Ergebnis lässt vermuten, dass am Quellpegel nicht der gesamte Gebietsabfluss erfasst wurde, sondern ein Teil als Zwischen- bzw. Basisabfluss unter dem Pegel aus dem Gebiet gelangte bzw. als Oberflächenabfluss über Forstwege das Einzugsgebiet verließ.

Tab. 16: Gewässerkundliche Hauptzahlen des untersuchten Quellpegels (für November 2007 bis Mai 2009)

Hauptzahl	Durchfluss (l s^{-1})	Abflussspende ($\text{l s}^{-1} \text{ km}^{-2}$)
NNQ	0,08 (31.07.08)	1,3
MQ (hydrolog. Jahr 2008)	0,65	10,8
HHQ	3,04 (29.01.08)	50,7

Für die Quelle wurden Leerlaufkoeffizienten von $0,04 \text{ d}^{-1}$ bis $0,15 \text{ d}^{-1}$ (Tabelle B8 im Anhang) bei einem Mittelwert von $\alpha = 0,08 \text{ d}^{-1}$ berechnet. Nach BAUMGARTNER & LIEBSCHER (1996) liegt dieses Leerlaufverhalten über dem von Kluftaquiferen, d.h. es handelt sich vermutlich um einen oberflächennäheren, sich schneller entleerenden Speicherraum. Die Speicherkonstante schwankte im Untersuchungsgebiet zwischen 6,7 und 25 Tagen und die mittlere Verweilzeit des Wassers betrug 13 Tage. Nach MEHLHORN (1998) kann daraus abgeleitet werden, dass der Wasserherkunftsraum hauptsächlich in den unteren Hangschuttdecken liegen muss.

Um die Wechselbeziehung zwischen Niederschlag, Verdunstung und Abfluss im Jahresverlauf zu analysieren, wurden die Wochensummen der Wasserhaushaltsgrößen kumulativ für das Jahr 2008 in einem Diagramm abgetragen (Abbildung 42). Im Zeitraum zwischen Januar und April 2008 war die Evapotranspiration noch gering (Median: $0,5 \text{ mm d}^{-1}$), so dass ein Großteil der gefallenen Niederschläge zum Abfluss gelangte. Dies widerspiegeln die mit ähnlichem Anstieg verlaufenden Summenkurven des Niederschlags und Abflusses in diesem Zeitraum (Abbildung 42). Die stetige Erhöhung des Abflusses nach Niederschlagsereignissen verdeutlicht die ausreichende Füllung des Bodenspeichers. Zwischen Mai und September 2008 waren dagegen die Beträge der Verdunstung vergleichsweise hoch (Median $2,5 \text{ mm d}^{-1}$), so dass in diesem Zeitraum Niederschläge kaum zur Abflusserhöhung, sondern vorwiegend zur Wiederauffüllung der Speicher beitrugen. Die Niederschlags- und Verdunstungssummenkurven laufen fast parallel und die Abflusssummenkurve besitzt einen annähernd geradlinigen Verlauf.

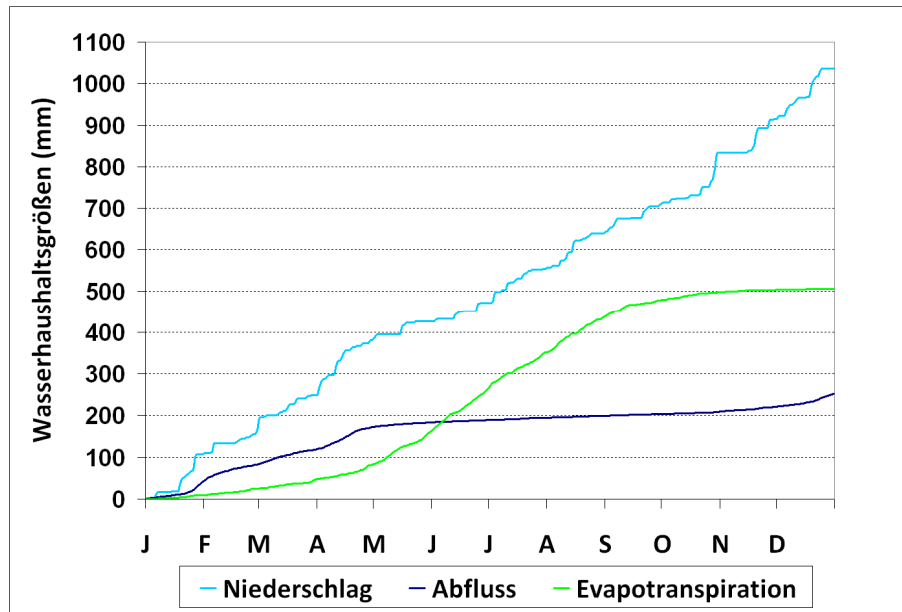


Abb. 42: Diagramm mit kumulativer Darstellung der Wasserhaushaltsgrößen für 2008

Dies ändert sich auch im November 2008 kaum, obwohl der Einfluss der Evapotranspiration stark abnimmt. Erst im Dezember zeigt sich nach Niederschlagsereignissen eine Abflusserhöhung, so dass davon ausgegangen werden kann, dass der Bodenspeicher zu diesem Zeitpunkt wieder hinreichend gefüllt war. Aus den Ergebnissen dieser Betrachtung kann die Annahme getroffen werden, dass die Vorfeuchte im Untersuchungsgebiet einen entscheidenden Einfluss auf die Höhe des Abflusses ausübt.

5.3 UNTERSUCHUNG DES JAHRESZEITLICHEN VERLAUFES DER SAUGSPANNUNG UND DES EINFLUSSES DER VORFEUCHTE AUF DIE QUELLSCHÜTTUNG

5.3.1 Einführung

Nachfolgend wird anhand des jahreszeitlichen Verlaufes der Saugspannungswerte in Abhängigkeit von der gemessenen Tiefe untersucht, ob ein Einfluss der Schichtung des oberflächennahen Untergrundes auf die vertikale Feuchteverteilung vorliegt. Daneben wird überprüft, ob ein Zusammenhang zwischen der lagenspezifischen Vorfeuchte und der Quellschüttung besteht. Diese Analysen erfolgen standortabhängig, da sowohl Reliefunterschiede als auch Differenzen beim Deckschichtenaufbau zwischen den einzelnen Tensiometerstationen vorliegen. Die quellnahen Stationen D1a / D1b bis D3a / D3b (Abschnitt 4.4.1, Abbildung 16) befinden sich in dem aus Zweischichtprofilen aufgebauten unteren Hangdellenbereich, dessen Durchflussquerschnitt reliefbedingt am stärksten eingengt ist. An den Stationen H1a / H1b bis H4a / H4b, die sich hangaufwärts befinden, liegen stattdessen dreischichtige Hangsedimente vor.

5.3.2 Hangstationen

Die Saugspannung der Hauptlage an den Hangstationen unterlag im Jahresverlauf relativ großen Schwankungen (Abbildung 43). Auf gefallene Niederschläge folgten kurzzeitige Saugspannungsabfälle. Zwischen Mai und September 2008 bewirkte die erhöhte Evapotranspiration (Abbildung 42, Abschnitt 5.2.2) eine verstärkte Austrocknung der Hauptlage, die jedoch durch Niederschlagsereignisse immer wieder unterbrochen wurde und bis Ende November 2008 anhielt. Mit Saugspannungen zwischen -21 und 863 hPa in den bodenhydrologisch trockeneren Monaten Mai bis November 2008 ist die Spannweite wesentlich höher als in den bodenhydrologisch feuchten Monaten Dezember 2007 bis April 2008 sowie Dezember 2008 bis April 2009 mit Werten zwischen -33 und 21 hPa (Abbildung 44).

In der Mittellage wurden prinzipiell ähnliche Werte gemessen, im Jahresverlauf traten insgesamt jedoch etwas geringere Saugspannungswerte auf, da die Saugspannung nach Niederschlägen meist länger als in der Hauptlage auf einem niedrigeren Niveau bestehen blieb (Abbildung 44). Das bestätigen sowohl der Median in den bodenhydrologisch feuchten Monaten, der in der Mittellage bei -3 hPa und demgegenüber in der Hauptlage bei 15 hPa lag, als auch die Mediane der bodenhydrologisch trockenen Monate mit 94 hPa für die Mittel- und 135 hPa für die Hauptlage.

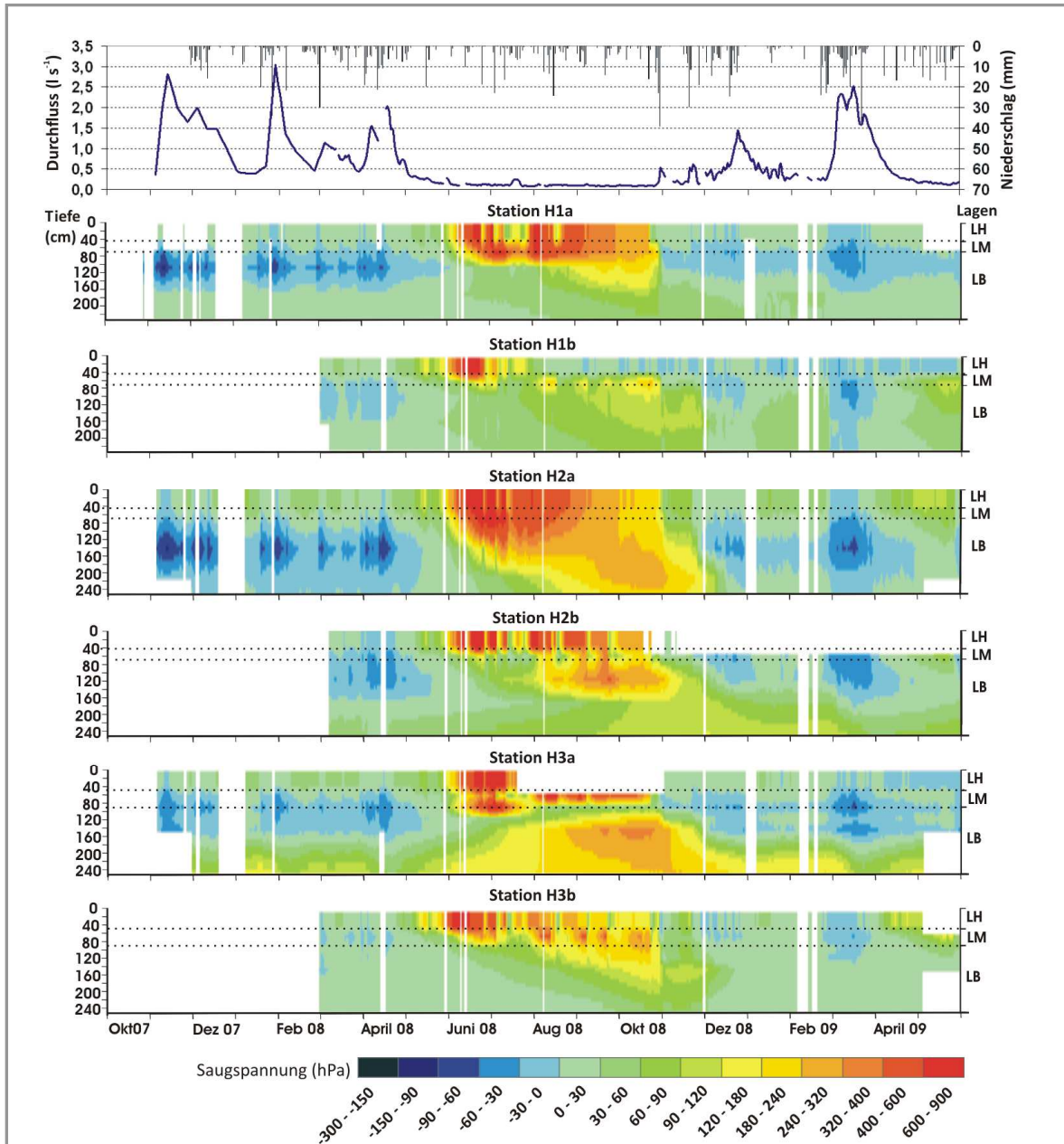


Abb. 43: Saugspannungs-Isoplethen der Hangstationen H1a, H1b, H2a, H2b, H3a und H3b mit Niederschlag und Quellschüttung

In der Basislage zeigte sich eine davon abweichende räumliche und zeitliche Saugspannungsverteilung. In den bodenhydrologisch feuchten Monaten bildete sich an den meisten Standorten, vorwiegend zwischen 85 und 170 cm Tiefe, eine relativ beständige gesättigte Zone aus (Abbildung 43). Für diese „obere“ Basislage lag der Median der Saugspannungswerte für den genannten Zeitraum bei -10 hPa und damit deutlich im gesättigten Milieu. Ab Mai bzw. Juni 2008 löste sich der gesättigte Bereich durch die von der Erdoberfläche ausgehende verdunstungsbedingte Abtrocknung auf und es wurden Saugspannungen bis maximal 753 hPa erreicht (Abbildung 44).

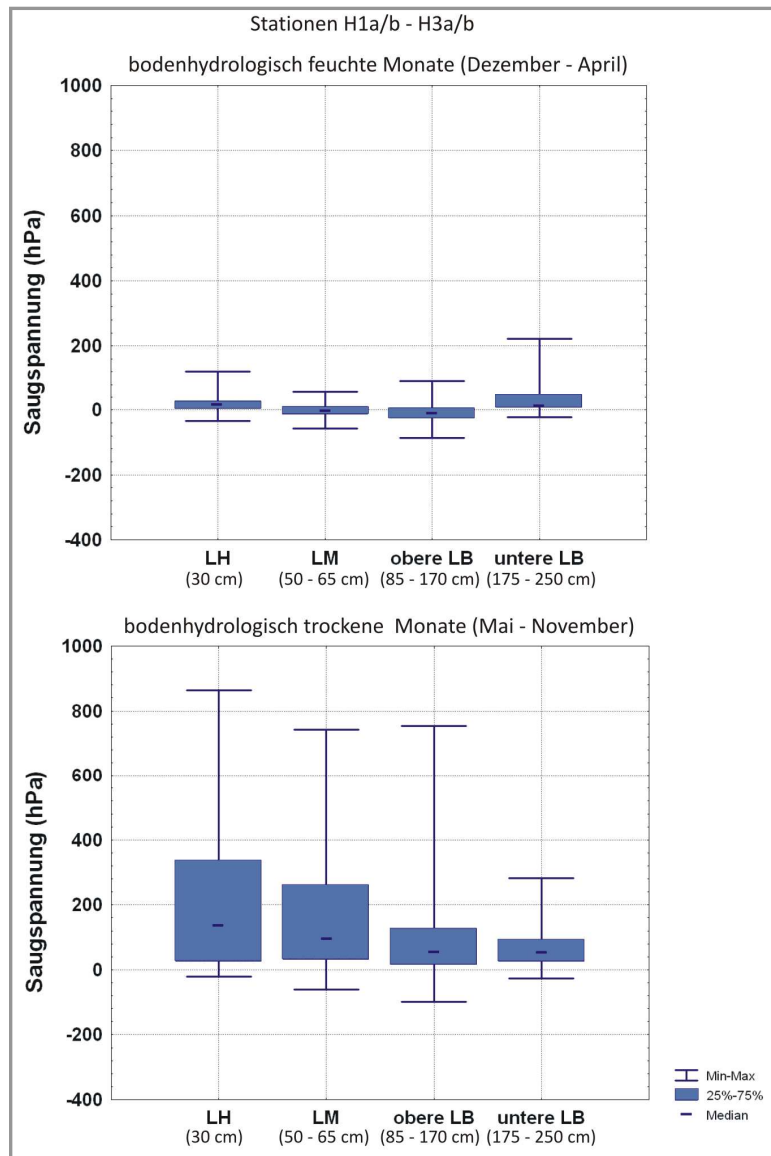


Abb. 44: Boxplot-Diagramme der Saugspannungstagesmittel der Stationen H1a / H1b bis H3a / H3b getrennt nach Lagen (n > 1200)

Unterhalb von etwa 170 cm Tiefe war die Basislage meist feucht bis nass aber, mit Ausnahme von Station H2a, auch während der bodenhydrologisch feuchten Monate weitgehend ungesättigt (Median: 12 hPa). Die Spannweite der Saugspannungen war ganzjährig vergleichsweise gering (Abbildung 44). In diesen Tiefen zeigte sich kaum eine Reaktion auf gefallene Niederschläge (Abbildung 43). Eine Ausnahme bildete das Schneeschmelzereignis im März 2009, bei dem in den Isoplethendiagrammen der Stationen H1b und H2a ein „Durchbruch“ der Feuchtefront bis in tiefere Bereiche der Basislage zu erkennen ist.

In den Sommermonaten ist auch in den tiefsten gemessenen Bereichen der Basislage eine Erhöhung der Saugspannung durch Wasserentzug sichtbar. Auffällig ist die tiefe Abtrocknung an den Stationen H2a und H3a. Am Standort H2a breitete sich die Zone mit hohen Saugspannungen im Juli und August 2008, vermutlich durch kapillaren Aufstieg und vereinzelte tief reichende Wurzeln der Buche, in die unteren Bereiche der Basislage bis 250 cm unter GOK aus. Am Standort H3a und in schwächerer Ausprägung auch am Standort H2b zeigte sich eine sukzessive Abtrocknung in den tiefsten Tiefen unabhängig von den hangenden Bereichen. Dieses bodenhydraulische Verhalten ist möglicherweise auf lateralen bzw. vertikalen Wasserentzug zurückzuführen.

Ein vergleichender Blick auf die Durchflussganglinie in Abbildung 43 (oben) zeigt, dass überdurchschnittliche Quellschüttungen ($Q > 0,65 \text{ l s}^{-1}$) nur in den bodenhydrologisch feuchten Monaten Dezember 2007 bis April 2008 sowie Dezember 2008 bis April 2009 auftraten, in denen in der oberen Basislage gesättigte Verhältnisse vorlagen. Damit stellt sich die Frage, ob ein Zusammenhang zwischen der Saugspannung der einzelnen Lagen als Maß für die Wasserbindung und der Quellschüttung existiert. In den Streudiagrammen (Abbildung 45) wird ersichtlich, dass lagenübergreifend ab einem spezifischen Grenzwert der Saugspannung, der meist in der Nähe der Feldkapazität lag, überdurchschnittliche Quellschüttungen auftraten. In der Hauptlage war ein Ansteigen des Durchflusses bei Saugspannungswerten kleiner 45 hPa und in der Mittellage kleiner 20 hPa zu beobachten. Ab Saugspannungen kleiner 10 hPa in der oberen Basislage waren überdurchschnittliche Quellschüttungen möglich, in der unteren Basislage bereits ab Saugspannungen kleiner 65 hPa. Diesen Zusammenhang stellte auch CHIFFLARD (2006) bei seinen Untersuchungen im Sauerland heraus und ermittelte ebenfalls Schwellenwerte nahe der Feldkapazität, ab denen der Vorfluterabfluss deutlich anstieg.

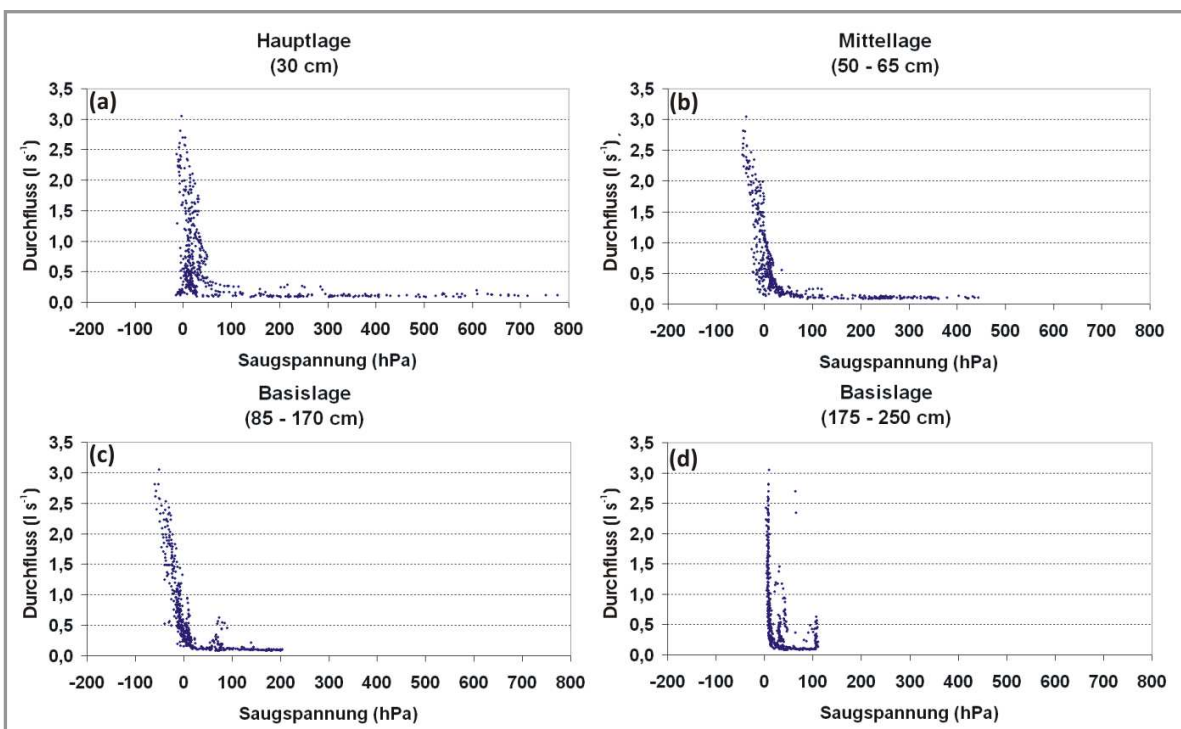


Abb. 45: Lagenspezifische Beziehung zwischen der Saugspannung der Hangstationen H1a/b bis H3a/b (Median der Tagesmittel) und der Quellschüttung

Zwischen der Saugspannung der Hauptlage und dem Durchfluss streuen die Wertepaare recht stark (Abbildung 45a) und es existiert ein mittlerer negativer Zusammenhang ($r_R = -0,65$, $p < 0,001$, $n = 522$). Dem gegenüber ist ein starker negativer Zusammenhang zwischen der Saugspannung der Mittellage und dem Durchfluss erkennbar ($r_R = -0,91$, $p < 0,001$, $n = 521$, Abbildung 45b). Der stärkste Zusammenhang mit einem Rangkorrelationskoeffizienten von $-0,92$ ($p < 0,001$, $n = 521$) besteht, wie bereits aus den Isoplethendiagrammen abgeleitet werden konnte, zwischen der Saugspannung der oberen Basislage und dem Durchfluss (Abbildung 45c). Zwischen der Saugspannung der unteren Basislage und der Quellschüttung besteht wiederum ein mittlerer negativer Zusammenhang ($r_R = -0,74$, $p < 0,001$, $n = 523$) (Abbildung 45d).

Die Stationen H4a und H4b besaßen in den bodenhydrologisch feuchten Monaten eine gegenüber den anderen Hangstationen abweichende Ausprägung der Saugspannungsverteilung im oberflächennahen Untergrund (Abbildung 46). Neben dem gesättigten Bereich, der auch zeitweilig an diesen Standorten in der oberen Basislage bzw. an der Grenze zwischen Mittel- und Basislage in den Monaten Dezember bis April (und länger) ausgebildet war, zeigte sich zusätzlich eine Saugspannungserniedrigung nach einzelnen Niederschlagsereignissen in der unteren Basislage, die sich im zeitlichen Verlauf teilweise bis zur Mittellage erstreckte. Auffällig ist die Übereinstimmung der dadurch entstehenden Sättigungszone mit dem Pegelverlauf.

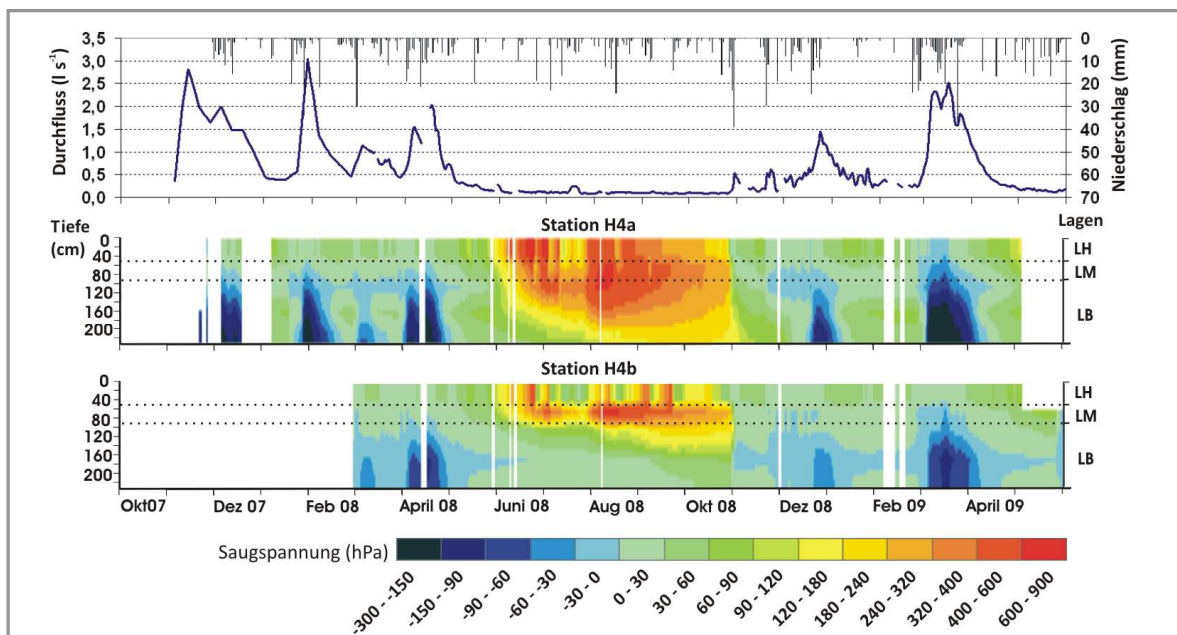


Abb. 46: Saugspannungs-Isoplethen der Hangstationen H4a und H4b mit Niederschlag und Quellschüttung

An den Standorten H4a und H4b besteht in allen Lagen ein starker negativer Zusammenhang zwischen der Saugspannung und dem Durchfluss (Hauptlage: $r_R = -0,84$, $p < 0,001$, $n = 471$; Mittellage: $r_R = -0,87$, $p < 0,001$, $n = 503$; obere Basislage: $r_R = -0,93$, $p < 0,001$, $n = 498$; untere Basislage: $r_R = -0,82$, $p < 0,001$, $n = 507$, Abbildungen 47a-d), wobei auch hier der höchste Rangkorrelationskoeffizient zwischen der Quellschüttung und der Saugspannung der oberen Basislage ermittelt wurde. Die Streuung der Saugspannungswerte ist, im Unterschied zu den bereits beschriebenen Hangstationen, in der unteren Basislage am größten. Die lagenspezifischen Schwellenwerte, ab denen die Quellschüttung deutlich stieg, sind in ähnlicher Größenordnung, wie die der anderen Hangstationen (Hauptlage: ≤ 54 hPa, Mittellage: ≤ 20 hPa, obere Basislage: ≤ 13 hPa, untere Basislage: ≤ 31 hPa).

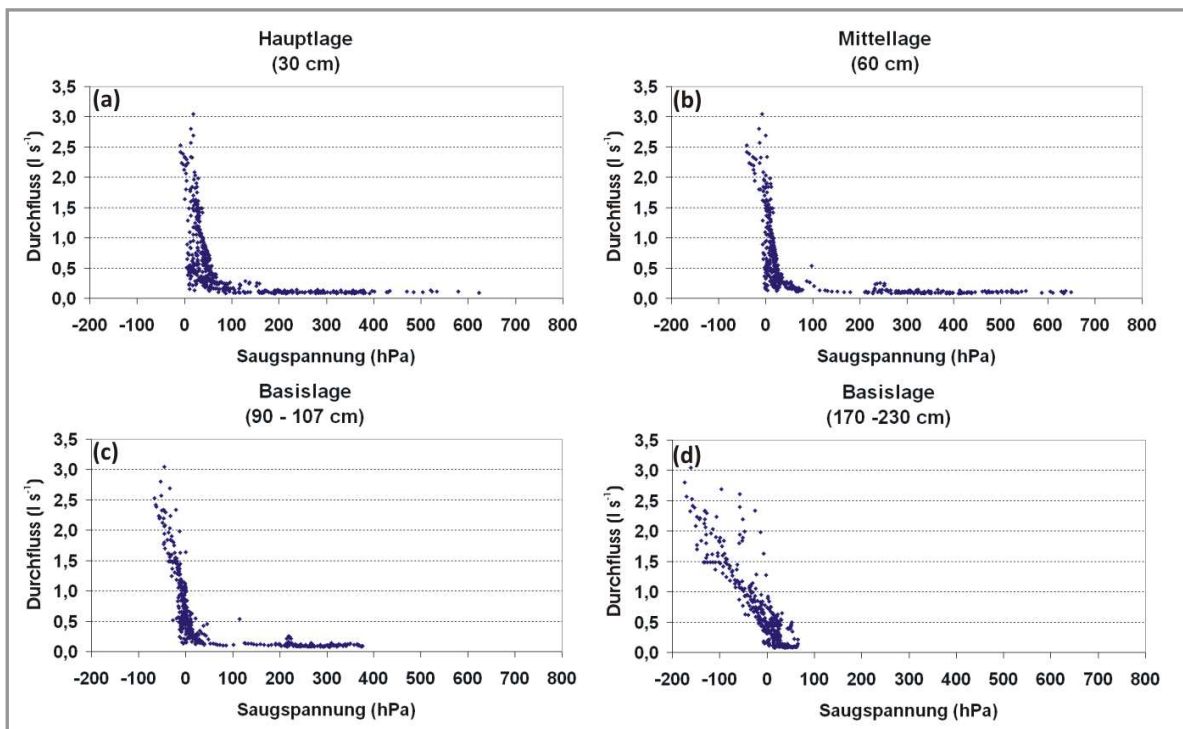


Abb. 47: Lagenspezifische Beziehung zwischen der Saugspannung der Hangstationen H4a / H4b (Median der Tagesmittel) und der Quellschüttung

5.3.3 Quellnahe Stationen

Der tiefen- und zeitabhängige Saugspannungsverlauf an den quellnahen Standorten weist gegenüber den Hangstationen, neben wenigen Gemeinsamkeiten, deutliche Unterschiede auf (Abbildung 48). Ähnlich sind die jahreszeitlichen Schwankungen und die Spannweite der Saugspannungswerte der Hauptlage. Allerdings überwogen selbst im Sommerhalbjahr meist feuchte Verhältnisse, so dass die Streuung der Werte in den Monaten Mai bis November 2008 weniger groß war (Abbildung 49). In der oberen Basislage (50 - 100 cm) war abweichend von den Hangstationen kein beständiger gesättigter Bereich ausgebildet. Die Streuung der Saugspannung ist mit der Hauptlage vergleichbar und der Median der Saugspannungswerte ist mit 23 hPa entsprechend hoch.

In der unteren Basislage (120 - 250 cm) wurden sowohl in den bodenhydrologisch feuchten als auch in den trockenen Zeiträumen die niedrigsten Saugspannungen gemessen, wie es bei den Hangstationen H4a und H4b bereits zeitweise beobachtet werden konnte. In den Monaten Dezember 2007 bis April 2008 sowie Dezember 2008 bis April 2009 lag der Median bei -55 hPa, in den Monaten Mai bis November 2008 bei 1 hPa. An den quellenächsten Stationen D1a / D1b herrschten ganzjährig gesättigte Verhältnisse vor, je weiter die Stationen hangaufwärts lagen, umso tiefer war die Sättigungszone ausgebildet. Die Verringerung der Saugspannung erfolgte fast überwiegend von unten nach oben und es ist eine deutliche Übereinstimmung des gesättigten Bereichs mit dem Pegelverlauf erkennbar.

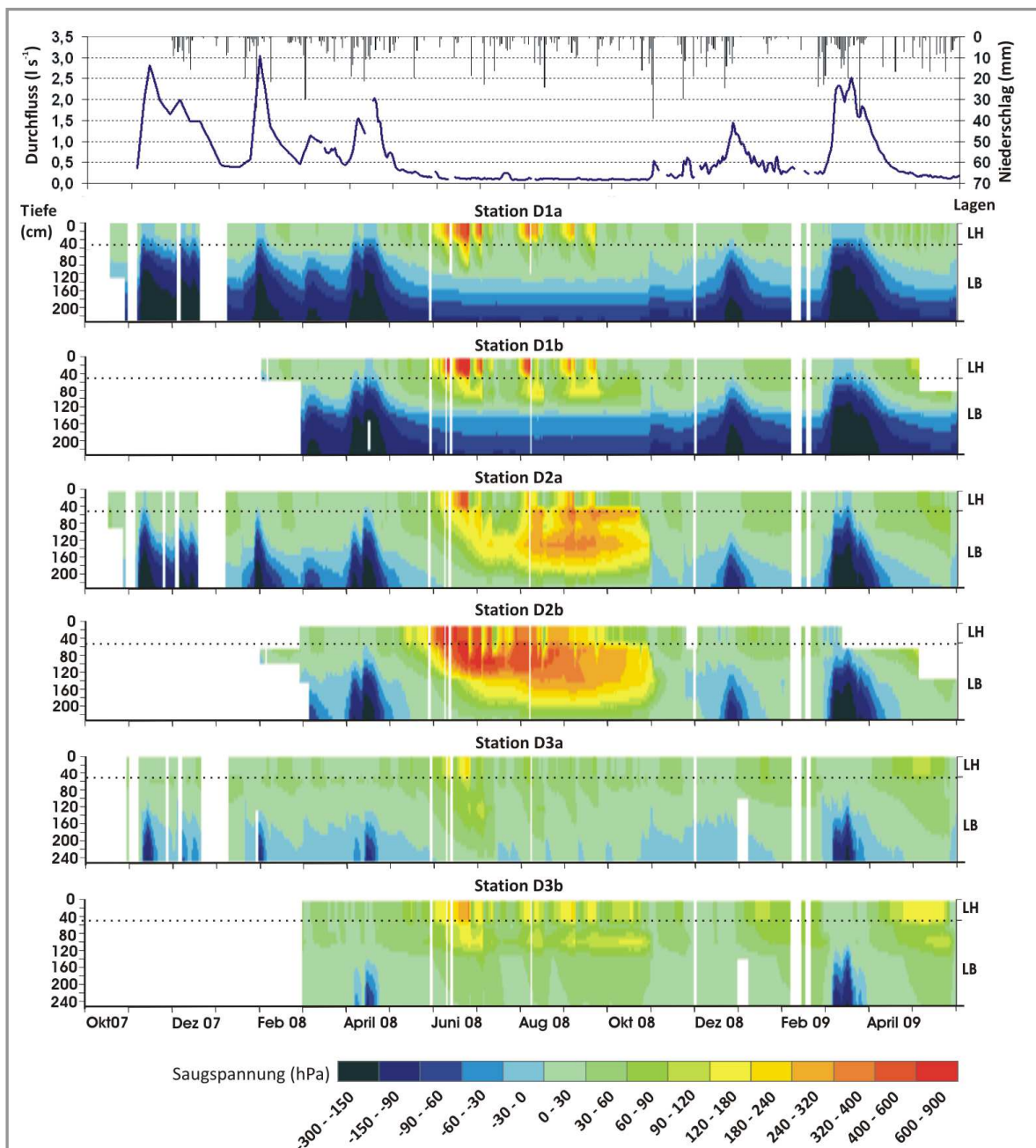


Abb. 48: Saugspannungs-Isoplethen der quellenahen Stationen D1a, D1b, D2a, D2b, D3a und D3b mit Niederschlag und Quellschüttung

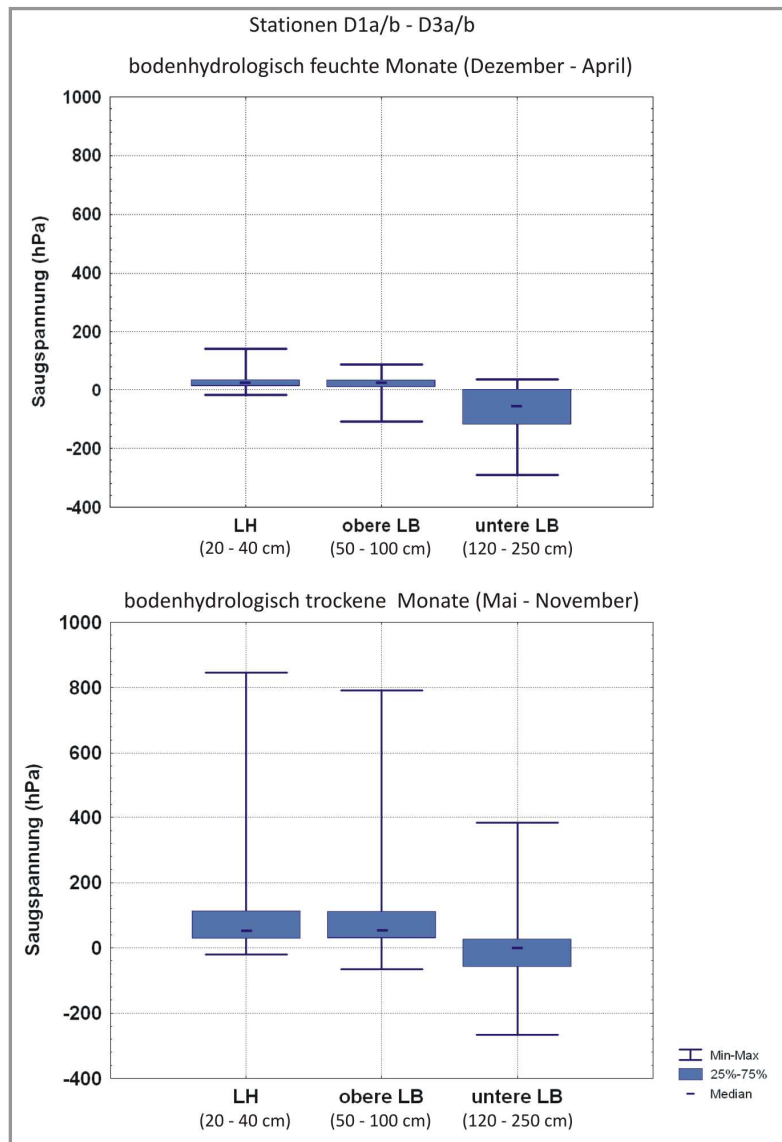


Abb. 49: Boxplot-Diagramme der Saugspannungstagesmittel der Stationen D1a / D1b bis D3a / D3b nach Lagen (n > 1200)

Zwischen der Saugspannung der unteren Basislage und dem Durchfluss besteht ein starker negativer Zusammenhang mit einem Rangkorrelationskoeffizienten von $-0,96$ ($p < 0,001$, $n = 523$, Abbildung 50c). Die höchsten Korrelationskoeffizienten ($r_R = -0,96$, $p < 0,001$, $n > 479$) wurden zwischen der Quellschüttung und der Saugspannung der Tensiometerstationen D1a in 135 cm und 160 cm Tiefe sowie an D2a in 240 cm Tiefe ermittelt. Auch in der oberen Basislage zeigt sich ein starker negativer Zusammenhang zur Quellschüttung ($r_R = -0,87$, $p < 0,001$, $n = 523$). Der Zusammenhang zwischen den Saugspannungswerten der Hauptlage und dem Durchfluss ist dagegen nicht so eng ($r_R = -0,68$, $p < 0,001$, $n = 523$). Bei Saugspannungen unter 42 bzw. 33 hPa in Haupt- und oberer Basislage lassen sich deutlich ansteigende Schüttungen der Quelle feststellen. In der unteren Basislage liegt der Grenzwert bereits im gesättigten Milieu (Abbildung 50a-c).

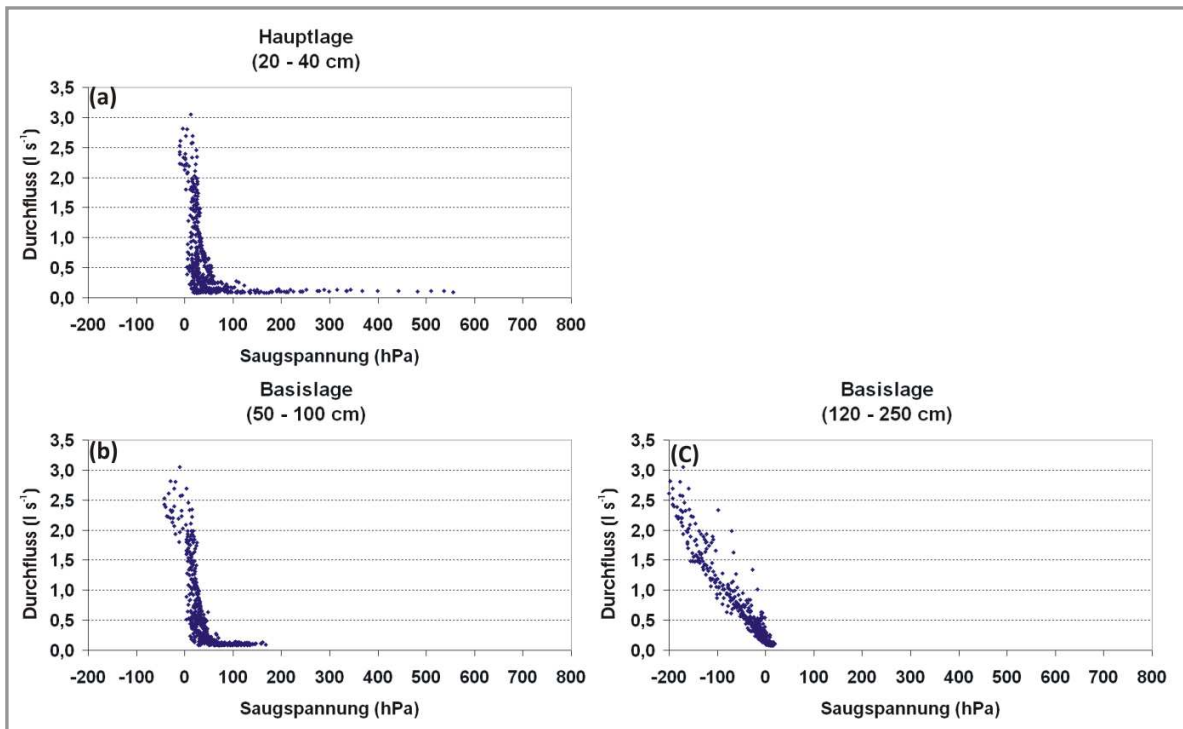


Abb. 50: Lagenspezifische Beziehung zwischen der Saugspannung der quellenahen Stationen D1a / D1b bis D3a / D3b (Median der Tagesmittel) und der Quellschüttung

5.3.4 Zusammenfassung und Diskussion

Die Saugspannung in der Hauptlage unterlag an allen Tensiometerstationen im Jahresverlauf, bedingt durch gefallene Niederschläge und die Evapotranspiration, großen Schwankungen. In den bodenhydrologisch feuchten Monaten (Dezember 2007 bis April 2008 und Dezember 2008 bis April 2009) wechselten sich sehr feuchte mit nassen und gesättigten Phasen ab. Von Mai bis November 2008 wurde die von der Erdoberfläche ausgehende sukzessive Abtrocknung durch verstärkten Verdunstungseinfluss immer wieder kurzzeitig von Niederschlagsereignissen unterbrochen. Hangabwärts nahm im Mittel die Bodenfeuchte in der Hauptlage zu. Diesen Einfluss des Reliefs auf die Bodenfeuchte konnten auch CHIFFLARD et al. (2006) bei Untersuchungen im Sauerland beobachten. An den meisten Stationen besteht ein mittlerer negativer Zusammenhang zwischen der Saugspannung in der Hauptlage und dem Durchfluss am Quellpegel.

Die nur an den Hangstationen auftretende Mittellage zeigte ähnliche jahreszeitliche Saugspannungsschwankungen wie die Hauptlage. In den Sommermonaten trocknete die Mittellage an den meisten Stationen tiefgründig aus. Dem gegenüber war die Saugspannung in den bodenhydrologisch feuchten Monaten meist kleiner 60 hPa bzw. es lagen gesättigte Verhältnisse vor. Traten in diesem Zeitraum Niederschlagsereignisse auf, dann blieb die dadurch verringerte Saugspannung im Unterschied zur Hauptlage meist längere Zeit bestehen, das Wasser hatte demnach eine längere Verweilzeit. Diese Annahme deckt sich mit den in Abschnitt 5.1.4 beschriebenen hydromorphen Merkmalen der Mittellage.

Aus der starken negativen Korrelation zwischen der Saugspannung und der Quellschüttung ist ableitbar, dass mit hoher Wahrscheinlichkeit ein Zusammenhang zwischen der Vorfeuchte der Mittellage und den zur Pegelerhöhung führenden Abflussbildungsprozessen besteht.

In der Basislage waren die Saugspannungsverläufe in Abhängigkeit von der Geländeposition heterogener ausgeprägt. An den Hangstationen H3a / H3b bis H1a / H1b herrschten in der oberen Basislage (85 - 170 cm), oftmals bis in die Mittellage reichend, in den bodenhydrologisch feuchten Monaten größtenteils gesättigte Verhältnisse. Gleichzeitig war die darunter liegende untere Basislage meist ungesättigt und wies eine weitgehende Unabhängigkeit der Saugspannungsverläufe von den Niederschlagsereignissen auf. Beide Beobachtungen deuten auf eine verminderte vertikale hydraulische Leitfähigkeit und damit auf stauende Eigenschaften des unteren Bereichs der Basislage hin. Eine vergleichbare Feuchteverteilung in Dreischichtprofilen konnten sowohl CHIFFLARD (2006) im Sauerland als auch GRAMS (2010) im Bayerischen Wald ermitteln. Der Durchfluss am Einzugsgebietsauslass stand mit der Saugspannung in der oberen Basislage in engem Zusammenhang. Gefolgert werden kann, dass die obere Basislage eine entscheidende Rolle bei der Abflussbildung im Untersuchungsgebiet spielt.

Die Basislage der quellnahen Stationen D3a / D3b bis D1a / D1b zeigte dagegen keine wasserstauenden Eigenschaften. Stattdessen herrschten in der unteren Basislage meist gesättigte Verhältnisse. Da dort die Abnahme der Saugspannung von unten nach oben erfolgte, ist davon auszugehen, dass Wasser gegen die Schwerkraft in die hangenden Sedimente gelangte. Ganz ähnliche Verhältnisse stellten KLEBER & SCHELLENBERGER (1999) im Frankenwald sowie CHIFFLARD (2006) in einem vorfluternahen Auebereich im Sauerland fest. Interpretiert werden kann dieses Ergebnis entweder mit Wasserspiegelschwankungen eines lokalen Grundwassers oder mit dem Aufpressen von artesisch gespanntem Wasser. Der starke Zusammenhang zwischen Saugspannung und Durchfluss zeigt auf, dass die quellnahe Basislage als Herkunftsraum des Quellwassers sehr wahrscheinlich ist.

An den Hangstationen H4a / H4b konnten sowohl Merkmale der Hangstationen als auch Feuchteverteilungsmuster der quellnahen Stationen im zeitlichen und räumlichen Saugspannungsverlauf beobachtet werden, d.h. die untere Basislage besitzt vermutlich zum einen wasserstauende Eigenschaften, so dass sich in der darüberliegenden oberen Basislage zwischen Dezember 2007 und April 2008 sowie Dezember 2008 und April 2009 teilweise gesättigte Verhältnisse ausbilden konnten. Zum anderen gelangte nach einigen Niederschlagsereignissen zusätzlich Wasser aus der unteren Basislage in die hangenden Schichten. Fraglich ist, woher das Wasser stammt, das von unten nach oben in die Basislage eindrang und eine fast vergleichbare Dynamik zur Quellschüttung besaß und warum es wiederum an den quellnahen Standorten D3a / D3b bis D1a / D1b, aber nicht an den Hangstationen H3a / H3b bis H1a / H1b beobachtet werden konnte. Aus letzterem Grund kann es sich nicht um einen Rückstau effekt der quellnahen Sättigungszone handeln. Denkbar ist dagegen, dass sich im Bereich der Stationen H4a und H4b bei entsprechender Vorfeuchte zusätzlich ein kleinräumiges lokales Grundwasser bildete.

Die Analyse der Streudiagramme verdeutlichte zudem, dass ein genereller Zusammenhang zwischen der Saugspannung des Bodens und der Quellschüttung existierte. Ab einem lagenspezifischen Schwellenwert, der in der Hauptlage bei $\leq 40 - 50$ hPa, in der Mittellage bei ≤ 20 hPa und in der Basislage bei $\leq 0 - 65$ hPa lag, traten überdurchschnittliche Quellschüttungen auf.

5.4 EREIGNISBEZOGENE AUSWERTUNG DER HYDROMETRISCHEN DATEN

5.4.1 Überblick zu den Niederschlag-Abfluss-Ereignissen

Die in Abschnitt 5.3 dargestellten jahreszeitlichen Verläufe der Saugspannung geben einen ersten Hinweis darauf, dass die Schichtung des oberflächennahen Untergrundes einen Einfluss auf die vertikale Feuchteverteilung hat. Die Fließprozesse und deren Dynamik konnten damit jedoch nicht aufgezeigt werden. Die anschließende Analyse einzelner Niederschlag-Abfluss-Ereignisse soll Aufschluss darüber geben, welche Abflussbildungsprozesse im Untersuchungsgebiet zu den dargestellten Feuchtemustern und den entsprechenden Reaktionen des Quellpegels führten.

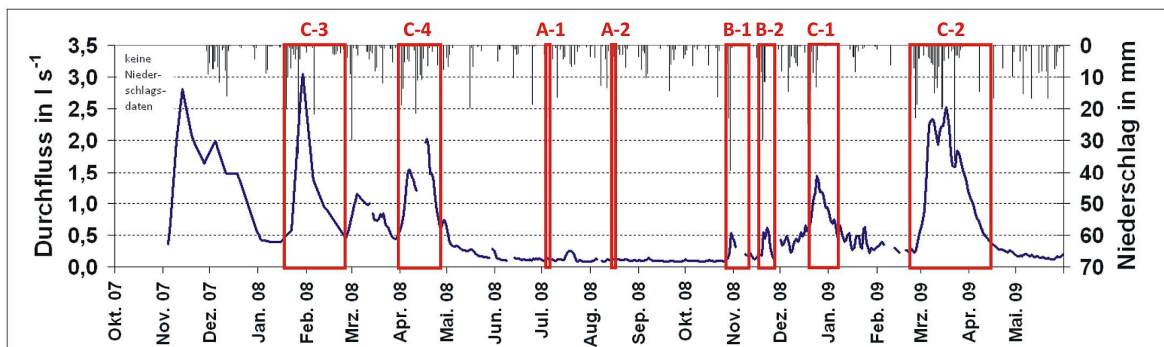


Abb. 51: Quellschüttung und Niederschlag mit ausgewählten Niederschlag-Abfluss-Ereignissen (rote Umrandung)

Prinzipiell wurden nur Niederschlag-Abfluss-Ereignisse gewählt, bei denen die Niederschlags- bzw. Schmelzwasserhöhe größer als 25 mm war, da der Quellpegel bei geringeren Mengen nur sehr schwache bis gar keine Reaktionen zeigte. Aus den bodenhydrologisch trockenen Monaten zwischen Mai und November 2008 wurden vier exemplarische Niederschlag-Abfluss-Ereignisse selektiert (Abbildung 51; A-1, A-2, B-1, B-2), wobei A-1 und A-2 Ereignisse mit geringer Gebietsvorfeuchte und B-1 und B-2 Ereignisse mit mittlerer Gebietsvorfeuchte waren (Tabelle 17). Aus den bodenhydrologisch feuchten Zeiträumen zwischen Dezember 2007 bis April 2008 sowie Dezember 2008 bis April 2009 werden ebenfalls vier beispielhafte Ereignisse (C-1 bis C-4) vorgestellt. Dabei werden C-3 und C-4, obwohl sie die ersten beobachteten Ereignisse waren, erst am Ende und weniger ausführlich beschrieben, da bei beiden durch technische Probleme Datenausfälle bestehen und bei C-3 die Durchflussdaten nur wöchentlich vorliegen. Es wurden für jeden Gebietszustand mindestens zwei Ereignisse ausgewählt, um aufzeigen zu können, dass die aufgetretenen Niederschlag-Abfluss-Reaktionen und Prozesse im oberflächennahen Untergrund regelhaft und für die jeweilige Gebietsvorfeuchte typisch sind. Die Randbedingungen und Charakteristik der Ereignisse sind Tabelle 17 zu entnehmen.

Bei jedem Ereignis werden aus Platzgründen beispielhaft die Verläufe der hydraulischen Potentiale von zwei bis drei Hangstationen (meist H1a, H2a oder H2b, H4a) sowie von ein bis zwei quellnahen Stationen (D1b, D2b) dargestellt. Die Diagramme aller anderen Tensiometerstationen finden sich im Anhang (Abbildungen A1 bis A16). Die hydraulischen Gradienten werden exemplarisch für die Hangstation H1a und die quellnahe Station D1b für die Ereignisse A-1, A-2, B-1, B-2, C-1 und C-2 berechnet, um die Interpretation der Daten zu erleichtern.

Tab. 17: Randbedingungen und Charakteristik der ausgewählten Niederschlag-Abfluss-Ereignisse
 (mit S = mittlere Saugspannung der einzelnen Lagen, N_{ges} = Gesamtniederschlag, Q_A = Anfangsdurchfluss, Q_S = Scheiteldurchfluss, Ψ = Abflussbeiwert)

Er- eignis	Zeitraum	S_{LH} (hPa)	S_{LM} (hPa)	S_{LB} (hPa)	N_{ges} (mm)	Q_A (l s ⁻¹)	Q_S (l s ⁻¹)	Ψ (%)
A-1	03.07. - 05.07.08	503	476	58	26,4	0,11	0,44	0,1
A-2	15.08. - 17.08.08	252	465	58	28,3	0,10	0,13	0,1
B-1	27.10. - 11.11.08	35	173	71	81,6	0,09	0,65	4,4
B-2	18.11. - 25.11.08	42	32	39	54,6	0,15	1,09	4,3
C-1	19.12.08 - 05.01.09	16	-4	3	68,4	0,60	1,64	14,0
C-2	22.02. - 13.04.09	21	9	17	254,6	0,25	2,64	26,4
C-3	15.01. - 26.02.08	36	16	6	134,0	0,40	3,04	35,4
C-4	31.03. - 26.04.08	10	-17	-14	123,6	0,48	2,38	28,2

5.4.2 Niederschlag-Abfluss-Ereignisse mit geringer Gebietsvorfeuchte

Das sommerliche Niederschlag-Abfluss-Ereignis A-1 zwischen dem 03.07. und 05.07.2008 war insgesamt durch eine vergleichsweise geringe Vorfeuchte im Oberboden geprägt (Tabelle 17). Vor Einsetzen des Niederschlags waren Haupt- und Mittellage mit rund 500 hPa frisch bis mäßig frisch. Die tiefsten Bereiche der Basislage waren dagegen an allen Stationen mäßig bis sehr feucht, an den quellnahen Stationen sogar ab etwa 150 cm unter GOK gesättigt (Abbildung 53 [rechts]). Dadurch ist ein kapillarer Aufstieg aus der Basislage in die hangende(n) Schicht(en) vor Einsetzen des Niederschlags wahrscheinlich. Diese Annahme wird durch die negativen hydraulischen Gradienten an H1a zwischen 105 und 65 cm und an D1b zwischen 50 und 20 cm (Tabelle 18) bestärkt. Die Quellschüttung war mit $0,1 \text{ l s}^{-1}$ sehr gering.

Ein Tiefausläufer überquerte das Untersuchungsgebiet in der Nacht vom 03.07. zum 04.07.2008 und führte zu Schauern und Gewittern mit einer Gesamtniederschlagssumme von 26,4 mm (LFULG 2008a). Der beginnende Regen am Abend des 03.07.2008 mit nur geringer Menge (3 mm) und Intensität ($0,4 \text{ mm h}^{-1}$) hatte noch keine Auswirkung auf die Potentialverläufe aller Messtiefen. Ab 1:20 Uhr des Folgetages erhöhte sich die Niederschlagsintensität auf 4 mm h^{-1} , so dass in sechs Stunden 88 % des Gesamtniederschlags fielen. Damit verbunden war, mit Ausnahme an Station H3a, eine starke Verringerung der Saugspannung und damit ein markanter Anstieg der hydraulischen Potentiale in der Hauptlage innerhalb weniger Stunden (Abbildungen 52, 53 sowie A1, A2 im Anhang). In der Mittellage der Hangstandorte erhöhte sich an den meisten Stationen ebenfalls binnen weniger Stunden das hydraulische Potential (Abbildungen 52 und A1 im Anhang). An H1a und H2a wurde dagegen trotz positivem hydraulischen Gradienten (Tabelle 18) keine Potentialerhöhung registriert. SCHWARZ (1986) beobachtete bei seinen Untersuchungen im Schönbuch ebenfalls, dass bei geringer Gebietsvorfeuchte nach Niederschlägen ein Teil der Tensiometer keinen Saugspannungsabfall anzeigte und folgerte daraus, dass das Wasser bevorzugt über Makroporen transportiert wurde. Denkbar wäre allerdings auch der Einfluss der Vegetation. Sowohl Fichten als auch Buchen bewirken durch den Aufbau ihrer Kronen, dass ein Teil des Niederschlagwassers entweder Richtung Kronenzentrum oder aber zum Kronenrand umverteilt wird (FRISCHBIER 2012). Dadurch sind kleinräumige Unterschiede beim Bestandesniederschlag und damit auch bei der Bodenfeuchte möglich.

In der Basislage stieg das hydraulische Potential nur an etwa der Hälfte der Hangstationen sowie im quellnahen Bereich bis etwa 120 cm Tiefe, selten tiefer, an. Daraus ist ebenso abzuleiten, dass Wasser vermutlich über präferentielle Fließwege, von der Haupt- bzw. Mittellage in die obere Basislage versickerte. In den tiefsten gemessenen Bereichen der Basislage erhöhte sich das hydraulische Potential dagegen nicht, d.h. es existieren keine Hinweise, dass Wasser in die untere Basislage perkolieren konnte. Da in der Mittel- bzw. oberen Basislage während des Ereignisses meist die Feldkapazität noch nicht erreicht wurde (Abbildung 52 [rechts oben]), ist davon auszugehen, dass die Wasserspeicherkapazität der hangenden Schichten entsprechend hoch war und damit die Tiefensickerung minimierte. Aufgrund der hohen Lagerungsdichte und dem Fehlen von Wurzeln ist auch kein Makroporenfluss bis in die untere Basislage zu erwarten.

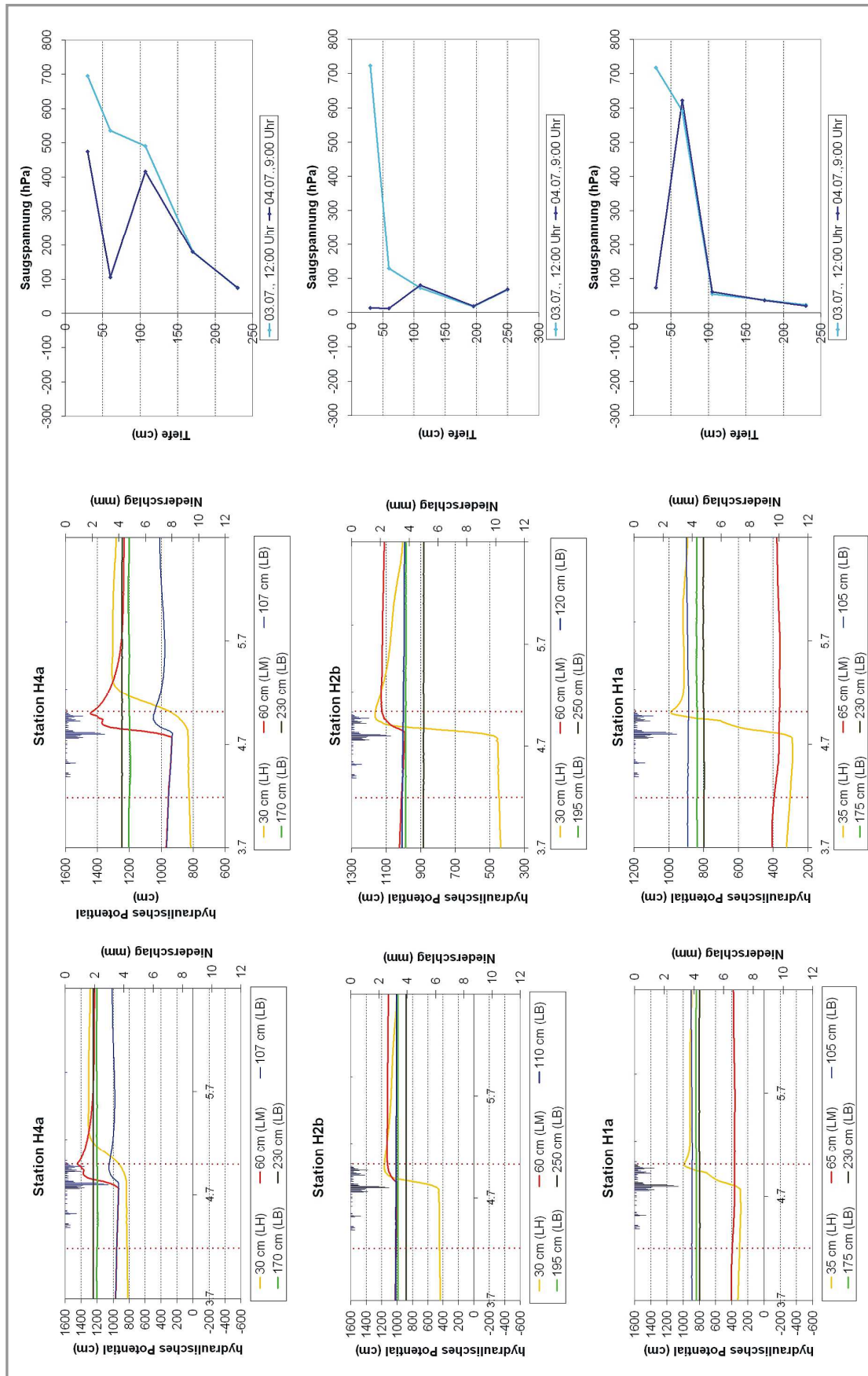


Abb. 52: Niederschlag-Abfluss-Ereignis A-1; Verlauf der hydraulischen Potentiale und Tiefenverlauf der Saugspannung in Zeitschritten (rot punktierte Linie) an den Tensiometerstationen H1a, H2b und H4a (Mitte: vergrößerte Achseneinteilung)

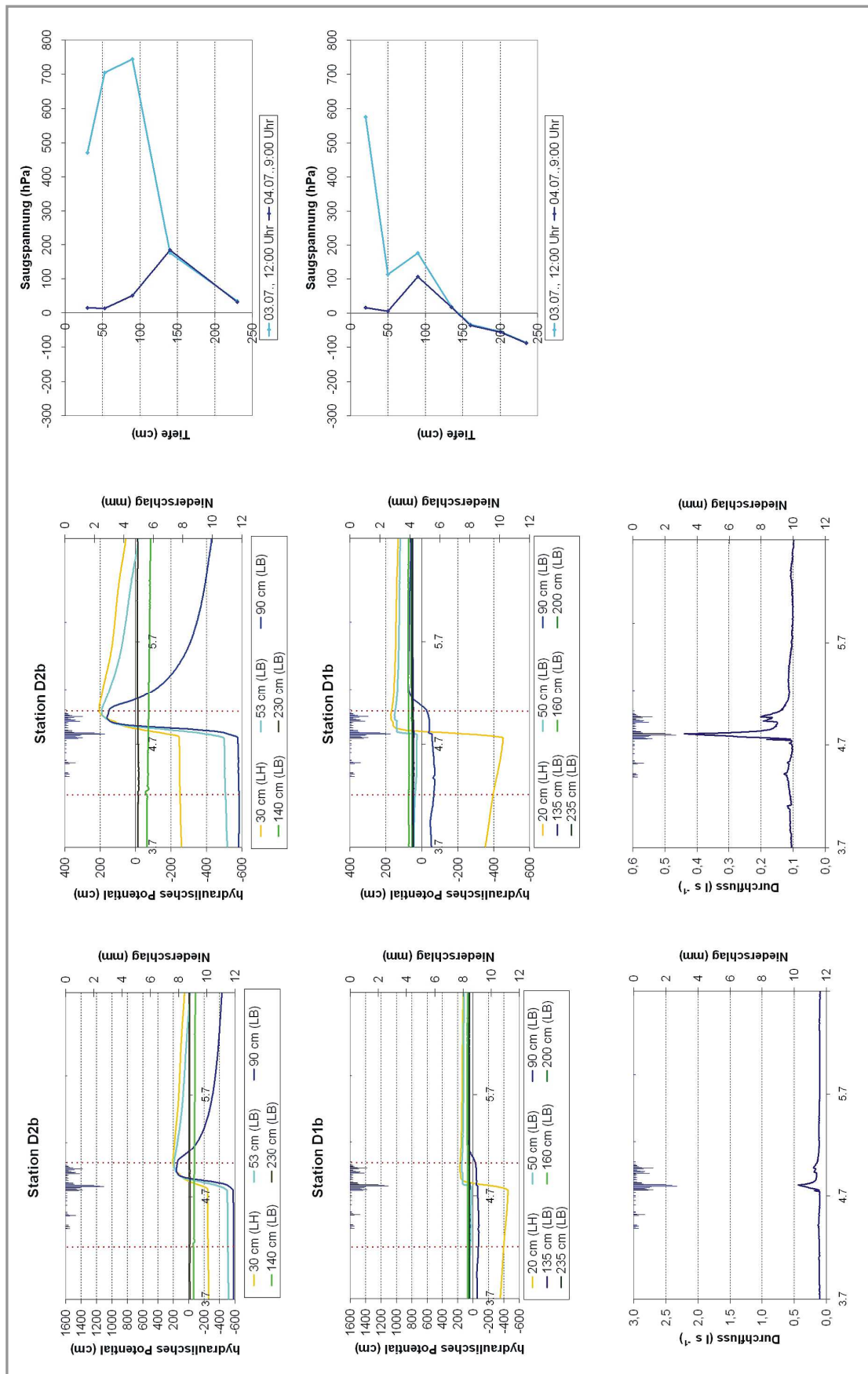


Abb. 53: Niederschlag-Abfluss-Ereignis A-1; Verlauf der hydraulischen Potentiale und Tiefenverlauf der Saugspannung in Zeitschritten (rot punktierte Linie) an den Tensiometerstationen D1b und D2b sowie Quellschüttung (Mitte: vergrößerte Achseneinteilung)

Tab. 18: Hydraulische Gradienten der Stationen D1b und H1a für das Niederschlag-Abfluss-Ereignis A-1

Station H1a	03.07.08, 12:00 Uhr	04.07.08, 9:00 Uhr
Tiefe	grad(Ψ_h)	grad(Ψ_h)
30 cm (LH) - 65 cm (LM)	-2,6	16,7
65 cm (LM) - 105 cm (LB)	-12,4	-13,0
105 cm (LB) - 175 cm (LB)	0,7	0,6
175 cm (LB) - 230 cm (LB)	0,7	0,7
Station D1b	03.07.08, 12:00 Uhr	04.07.08, 9:00 Uhr
Tiefe	grad(Ψ_h)	grad(Ψ_h)
20 cm (LH) - 50 cm (LB)	-14,4	0,7
50 cm (LB) - 90 cm (LB)	2,6	3,5
90 cm (LB) - 135 cm (LB)	-2,5	-1,0
135 cm (LB) - 160 cm (LB)	-1,1	-1,1
160 cm (LB) - 200 cm (LB)	0,5	0,5
200 cm (LB) - 235 cm (LB)	0,1	0,1

Der Scheiteldurchfluss des Niederschlag-Abfluss-Ereignisses betrug nur $0,4 \text{ l s}^{-1}$ und bereits zwei Stunden nach Niederschlagsende erreichte der Pegel wieder sein ursprüngliches Niveau von $0,1 \text{ l s}^{-1}$ (Abbildung 53 [unten]). Der Abflussbeiwert war mit 0,1 % entsprechend gering. Deutlich wird, dass die Pegelspitzen nahezu direkt mit den Niederschlagsspitzen zusammenfielen und das schon unmittelbar nach Einsetzen des Niederschlags, als noch keine Potentialerhöhung im Oberboden gemessen wurde.

Daher kann gefolgert werden, dass der im Einzugsgebiet gefallene Niederschlag überwiegend vertikal in die Hauptlage und von dort, möglicherweise über Makroporen, in die Mittellage sowie zum Teil in die obere Basislage infiltrierte und dabei keinen wesentlichen Abflussbeitrag lieferte, sondern durch Kapillarkräfte in den Porenhölräumen zwischengespeichert wurde. Als Hauptherkunftsraum des abflusserhöhenden Wassers ist stattdessen der vorfluternahe Quellsumpf anzusehen, auf dem das auftreffende Niederschlagswasser vermutlich vorwiegend als Sättigungsoberflächenabfluss abfloss und so unmittelbar das Gerinne erreichte. Auch DIDSZUN (2004) stellte durch Tracerversuche in einem Kleineinzugsgebiet im Osterzgebirge heraus, dass die bachnahen Bereiche bei geringer Vorfeuchte ein wichtiger Wasserumsatzraum sind.

Das Niederschlag-Abfluss-Ereignis A-2 zwischen dem 15.08. und 17.08.2008 ist bezüglich der Vorfeuchtebedingungen, vor allem in Mittel- und Basislage, mit Ereignis A-1 vergleichbar (Tabelle 17). In der Hauptlage herrschten dagegen, durch ein vorangegangenes Niederschlagsereignis, mit einer mittleren Saugspannung von 252 hPa feuchtere Verhältnisse. Vor Einsetzen des Niederschlags war das hydraulische Potential an den meisten Stationen in der Basislage höher als in den hangenden Schichten (z.B. H1a, H4a in Abbildungen 54, D2b in Abbildung 55 und Abbildung A3 im Anhang). Zu diesem Zeitpunkt dominierte kapillarer Aufstieg aus der Basislage. Die negativen hydraulischen Gradienten an D1b zwischen 90 und 135 cm als auch an H1a zwischen 65 und 105 cm bestätigen dies (Tabelle 19). Die Anfangsquellschüttung betrug wiederum rund $0,1 \text{ l s}^{-1}$.

Zwischen dem 15.08. und 16.08.2008 führte ein Tiefdruckgebiet zu ergiebigem, länger anhaltendem Regen ($\approx 28 \text{ mm}$) im Untersuchungsgebiet (LfULG 2008b). Der Niederschlag setzt am 15.08.2008, 3:30 Uhr ein und fiel mit relativ gleichmäßiger Intensität bis in die Abendstunden. Am Folgetag nachmittags wurden nochmals 4 mm aufgezeichnet. Etwa sieben Stunden nach Niederschlagsbeginn erhöhten sich die hydraulischen Potentiale in der Hauptlage an den meisten Stationen (Abbildungen 54, 55 sowie A3, A4 im Anhang). In der Mittellage zeigte sich nur an etwa 60 % der Stationen eine Potentialerhöhung, obwohl der hydraulische Gradient zwischen Haupt- und Mittellage positiv war (Tabelle 19). Dies zeigt erneut, dass die Versickerung in die Mittellage nicht homogen über die gesamte Matrix sondern vermutlich über präferentielle Fließwege erfolgte. Potentialerhöhungen in der Basislage, die im Hangbereich nur bei 50 % der Stationen auftraten, wurden an den Hangstationen meist bis 120 cm und im quellnahen Bereich bis etwa 135 cm Tiefe registriert (z.B. H3b in Abbildung 54, D1b in Abbildung 55). In der oberen Basislage unterschritt die Saugspannung nicht die Feldkapazität (Abbildung 54 [rechts]). Die Quellschüttung reagierte über den gesamten beobachteten Zeitraum nur sehr gering mit kleineren Spitzen ($Q_s = 0,13 \text{ l s}^{-1}$), die wiederum direkt mit den Niederschlagsmaxima korrespondierten (Abbildung 54 [unten Mitte]). Die Höhe des Anfangsdurchflusses wurde bereits nach vier Tagen wieder erreicht und der Abflussbeiwert war mit 0,1 % ebenso gering, wie beim ersten Ereignis.

Es ist deshalb auch bei diesem Niederschlag-Abfluss-Ereignis davon auszugehen, dass die Abflusserhöhung durch das auf den Quellsumpf treffende Regenwasser hervorgerufen wurde. Weiter hangaufwärts infiltrierte das Niederschlagswasser in die Hauptlage und von dort vorwiegend über präferentielle Fließwege in die Mittel- und in die oberen Bereiche der Basislage. Da der Niederschlagsverlauf gegenüber Ereignis A-1 gleichmäßiger war, ergaben sich keine markanten Abflussspitzen.

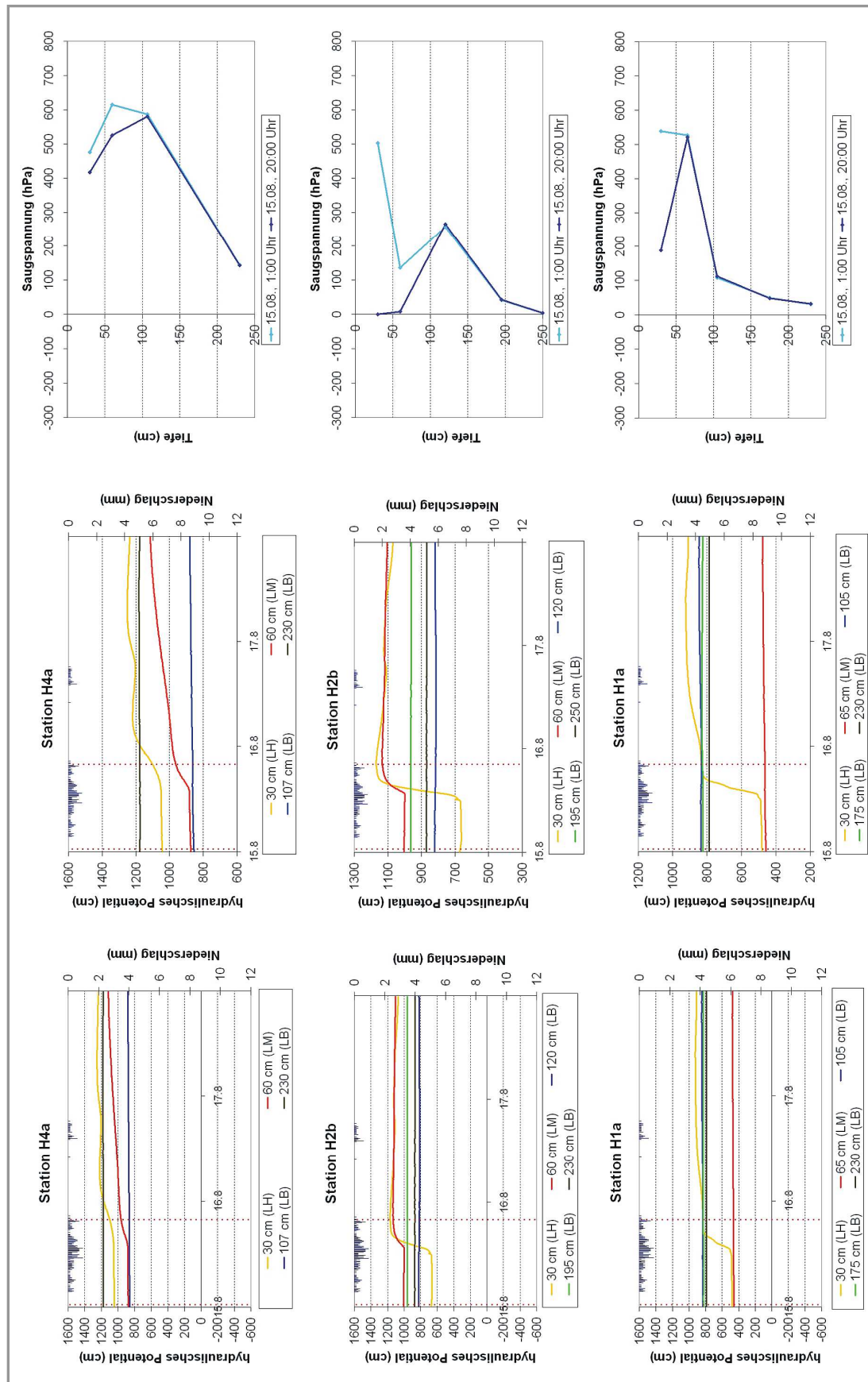


Abb. 54: Niederschlag-Abfluss-Ereignis A-2; Verlauf der hydraulischen Potentiale und Tiefenverlauf der Saugspannung in Zeitschritten (rot punktierte Linie) an den Tensiometerstationen H1a, H2b und H4a (Mitte: vergrößerte Achseneinteilung)

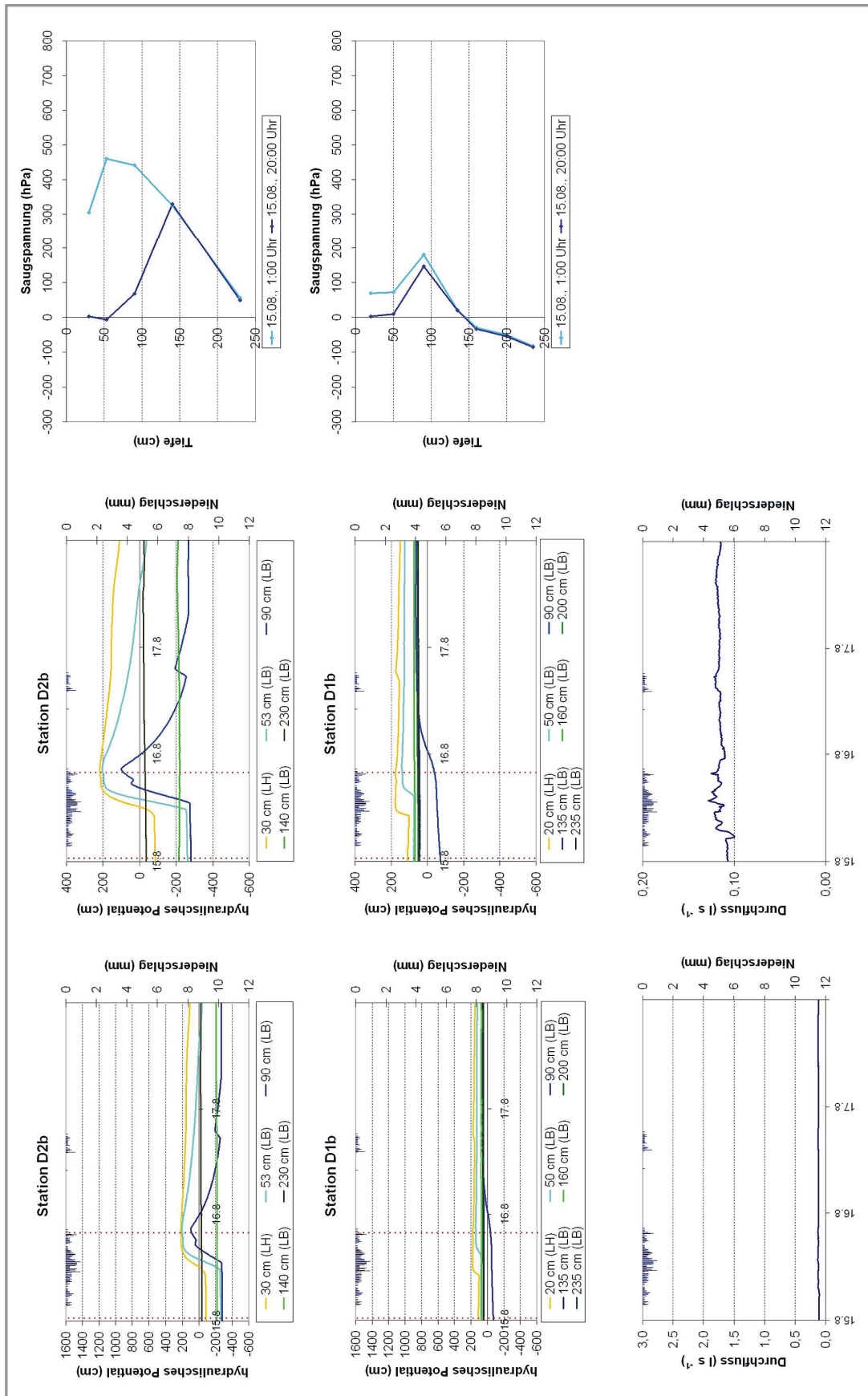


Abb. 55: Niederschlag-Abfluss-Ereignis A-2; Verlauf der hydraulischen Potentiale und Tiefenverlauf der Saugspannung in Zeitschritten (rot punktierte Linie) an den Tensiometerstationen D1b und D2b sowie Quellschüttung (Mitte: vergrößerte Achseneinteilung)

Tab. 19: Hydraulische Gradienten der Stationen D1b und H1a für das Niederschlag-Abfluss-Ereignis A-2

Station H1a	15.08.08, 1:00 Uhr	15.08.08, 20:00 Uhr
Tiefe	$\text{grad}(\Psi_h)$	$\text{grad}(\Psi_h)$
30 cm (LH) - 65 cm (LM)	0,7	10,5
65 cm (LM) - 105 cm (LB)	-9,5	-9,2
105 cm (LB) - 175 cm (LB)	0,2	0,1
175 cm (LB) - 230 cm (LB)	0,7	0,7
Station D1b	15.08.08, 1:00 Uhr	15.08.08, 20:00 Uhr
Tiefe	$\text{grad}(\Psi_h)$	$\text{grad}(\Psi_h)$
20 cm (LH) - 50 cm (LB)	1,1	1,2
50 cm (LB) - 90 cm (LB)	3,7	4,4
90 cm (LB) - 135 cm (LB)	-2,5	-1,8
135 cm (LB) - 160 cm (LB)	-1,0	-1,2
160 cm (LB) - 200 cm (LB)	0,5	0,5
200 cm (LB) - 235 cm (LB)	0,1	0,1

5.4.3 Niederschlag-Abfluss-Ereignisse mit mittlerer Gebietsvorfeuchte

Vom 27.10. bis 11.11.2008 fand ein Niederschlag-Abfluss-Ereignis (B-1) statt, welches sich gegenüber den Ereignissen A-1 und A-2 durch eine höhere Gebietsvorfeuchte auszeichnete (Tabelle 17). Als Grund dafür ist vor allem die temperaturbedingt geringere Evapotranspiration zu sehen (Abbildung 42, Abschnitt 5.2.2). Die Hauptlage war vor Niederschlagsbeginn mit Werten zwischen 197 und 22 hPa mäßig feucht bis nass, die Mittellage mit 268 bis 78 hPa feucht bis mäßig feucht und die Basislage mit 71 hPa im Mittel feucht. Die quellnahe Basislage war ab 135 cm unter GOK gesättigt (Station D1b, Abbildung 57 [rechts]). An der Hangstation H1a ist vor Einsetzen der Niederschläge sowohl eine Wasserbewegung von der Basis- in die Mittellage als auch von der Haupt- in die Mittellage und quellnah von der Haupt- in die Basislage aus den hydraulischen Gradienten ableitbar (Tabelle 20). Die Anfangsquellschüttung war mit rund $0,1 \text{ l s}^{-1}$ vergleichbar zu den bisher beschriebenen Ereignissen. Ein Tiefdruckgebiet, das von Oberitalien zur Ostsee zog, beeinflusste das untersuchte Quelleinzugsgebiet ab dem 27.10.2008 mit teilweise kräftigem und lang anhaltendem Regen (LfULG 2008c). In vier Ereignissen fielen in fünf aufeinanderfolgenden Tagen insgesamt 81,6 mm Niederschlag. Die höchste Niederschlagsintensität mit 8 mm h^{-1} wurde in den Morgenstunden des 30.10.2008 erreicht.

Die ersten drei Niederschlagsabschnitte im Zeitraum vom 27.10. bis 29.10.2008 mit zusammen 42 mm bewirkte an den meisten Tensiometerstationen nur eine leichte Potentialerhöhung in der Haupt- und zum Teil auch in der Mittellage (Abbildungen 56, 57 sowie A5, A6 im Anhang). Eine Potentialerhöhung in der Basislage war nur im quellnahen Bereich in den obersten, maximal 90 cm zu beobachten (Abbildung 57 [Mitte], Abbildung A6 im Anhang). Die Quellschüttung stieg allmählich innerhalb von drei Tagen bis auf $0,3 \text{ l s}^{-1}$ an (Abbildung 57 [unten]). Der gefallene Niederschlag infiltrierte demnach in die Haupt- und zum Teil in die Mittel- bzw. quellnahe obere Basislage und wurde dort überwiegend gespeichert. Aufgrund der geringen Pegelerhöhung kommt als abflussbeitragende Fläche wiederum nur der Quellsumpf bzw. als abflussbeitragende Schicht die vorfluternahe Hauptlage, die vor Beginn des letzten Niederschlagsereignisses Saugspannungswerte kleiner Feldkapazität besaß, in Frage.

Mit Einsetzen des vierten Niederschlagsereignisses (40 mm) am 30.10.2008 erhöhten sich die hydraulischen Potentiale in der Haupt- und Mittellage an den Hangstationen binnen weniger Stunden markant und die Saugspannung fiel in diesen Schichten auf Werte nahe 0 hPa ab (Abbildungen 56 [Mitte und rechts], Abbildung 57 [Mitte und rechts], Abbildungen A5, A6 im Anhang). Mit Zunahme des hydraulischen Gradienten zwischen Mittel- und oberer Basislage ab dem 30.10.2008 (Tabelle 20) stieg das hydraulische Potential verzögert auch in der oberen Basislage an, so dass auch hier Anfang November meist Saugspannungen kleiner Feldkapazität erreicht wurden (Abbildung 56 [rechts]). In der unteren Basislage (175 bis 250 cm Tiefe) am Hang wurde trotz positiver hydraulischer Gradienten so gut wie keine Potentialerhöhung registriert. Quellnah konnten demgegenüber Potentialerhöhungen in allen Tiefenbereichen gemessen werden. Selbst in der tiefsten bereits gesättigten Basislage an D1a und D1b ist ein geringe wellenartige Zunahme der hydraulischen Potentiale zu erkennen (Abbildung 57 [Mitte], Abbildung A6 im Anhang), die als leichter Anstieg des lokalen Grundwassers zu deuten ist.

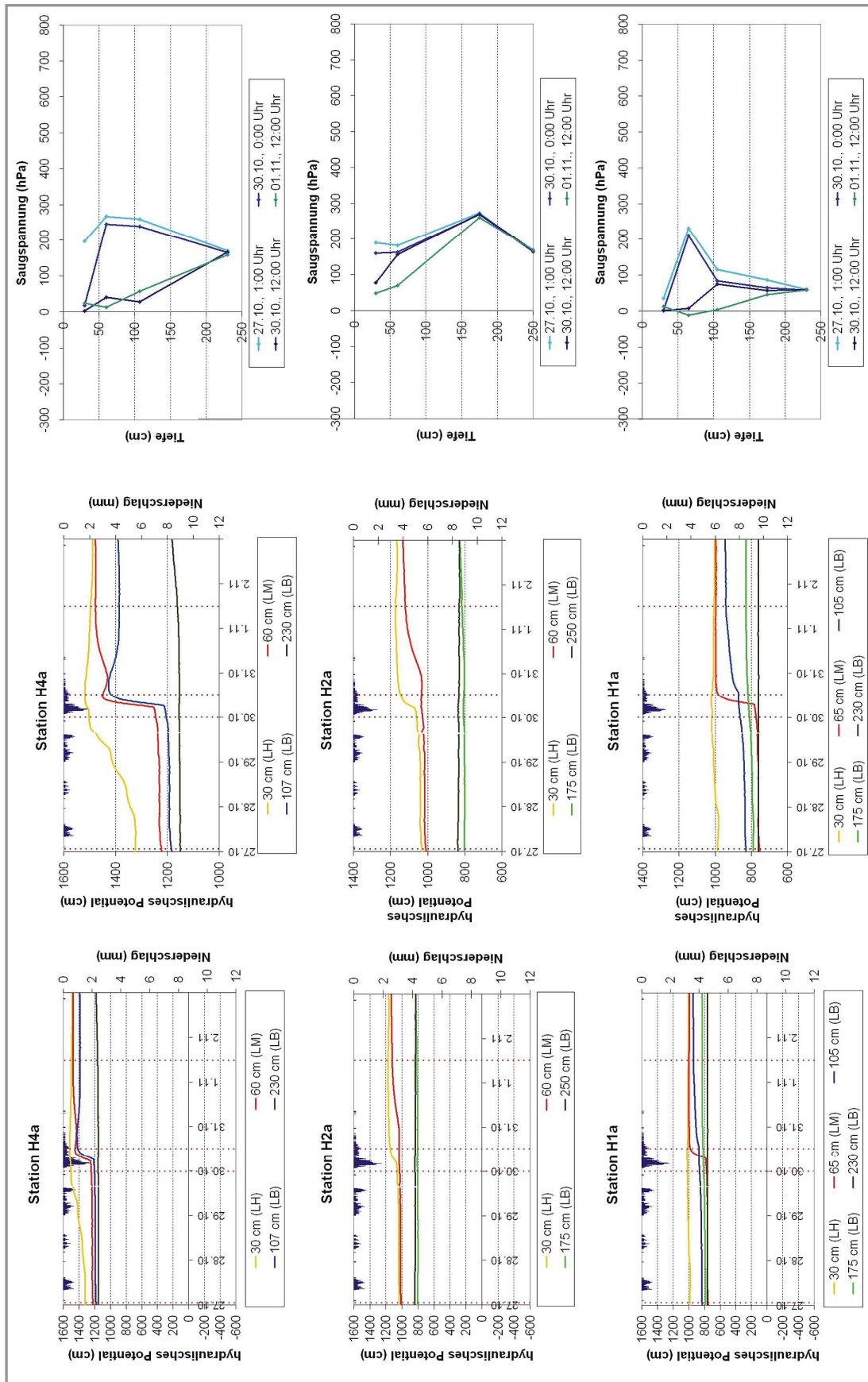


Abb. 56: Niederschlag-Abfluss-Ereignis B-1; Verlauf der hydraulischen Potentiale und Tiefenverlauf der Saugspannung in Zeitschritten (rot punktierte Linie) an den Tensiometerstationen H1a, H2a und H4a (Mitte: vergrößerte Achseneinteilung)

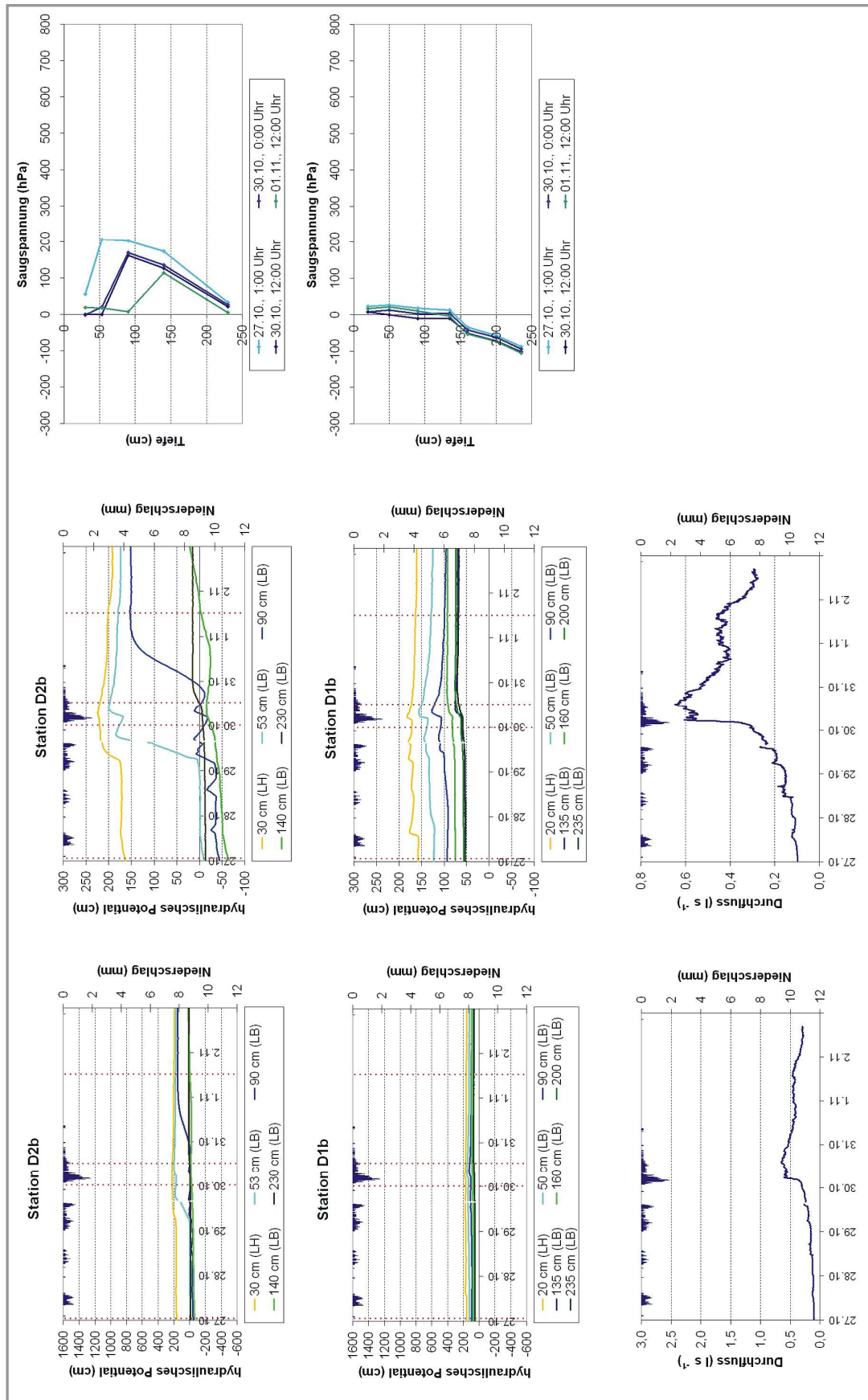


Abb. 57: Niederschlag-Abfluss-Ereignis B-1; Verlauf der hydraulischen Potentiale und Tiefenverlauf der Saugspannung in Zeitschritten (rot punktierte Linie) an den Tensiometerstationen D1b und D2b sowie Quellschüttung (Mitte: vergrößerte Achseneinteilung)

Tab. 20: Hydraulische Gradienten der Stationen D1b und H1a für das Niederschlags-Abfluss-Ereignis B-1

Station H1a	27.10.08, 1:00 Uhr	30.10.08, 0:00 Uhr	30.10.08, 12:00 Uhr	01.11.08, 12:00 Uhr
Tiefe	grad(Ψ_h)	grad(Ψ_h)	grad(Ψ_h)	grad(Ψ_h)
30 cm (LH) - 65 cm (LM)	6,6	7,0	1,2	0,3
65 cm (LM) - 105 cm (LB)	-1,9	-2,2	2,7	1,4
105 cm (LB) - 175 cm (LB)	0,6	0,7	0,7	1,6
175 cm (LB) - 230 cm (LB)	0,5	0,9	1,1	1,1
Station D1b	27.10.08, 1:00 Uhr	30.10.08, 0:00 Uhr	30.10.08, 12:00 Uhr	01.11.08, 12:00 Uhr
Tiefe	grad(Ψ_h)	grad(Ψ_h)	grad(Ψ_h)	grad(Ψ_h)
20 cm (LH) - 50 cm (LB)	1,2	1,1	0,7	1,2
50 cm (LB) - 90 cm (LB)	0,8	0,8	0,7	0,7
90 cm (LB) - 135 cm (LB)	0,9	1,0	1,0	0,7
135 cm (LB) - 160 cm (LB)	-0,9	-0,8	-0,6	-1,0
160 cm (LB) - 200 cm (LB)	0,5	0,5	0,5	0,5
200 cm (LB) - 235 cm (LB)	0,1	0,1	0,2	0,1

Die Quellschüttung erhöhte sich am 30.10.2008 innerhalb von vierzehn Stunden auf $0,65 \text{ l s}^{-1}$ (Abbildung 57 [unten]). Aufgrund der annähernd gesättigten Verhältnisse in Haupt- und Mittellage der Hangstationen und dem stark verzögerten, vertikalen Potentialausgleich hin zur Basislage kann geschlossen werden, dass mit hoher Wahrscheinlichkeit laterale Wasserbewegungen in Haupt- und Mittellage stattfanden. Aufgrund der geringen bis mittleren hydraulischen Leitfähigkeit der Schichten (Abbildung 36, Abschnitt 5.1.4) verlief diese Wasserbewegung aber vermutlich eher langsam und kleinräumig ab, so dass der Anstieg der Quellschüttung durch den Zwischenabfluss nicht erklärt werden kann. Die Ursache für die schnelle und mehrere Stunden anhaltende Durchflusserhöhung ist vielmehr in dem quellnah versickernden Niederschlagswasser zu sehen, dass zu einer Erhöhung des lokalen Grundwasserspiegels führte.

Nach Niederschlagsende am 01.11.2008 wurde eine erneute Zunahme der Quellschüttung mit einem sekundären Maximum vom $0,46 \text{ l s}^{-1}$ gemessen. Mit Blick auf den Verlauf der hydraulischen Potentiale (Abbildung 56 und Abbildung A5 im Anhang) kann ein Zusammenhang zwischen der Potentialerhöhung in der oberen Basislage am Hang (z.B. H1a in 105 cm, H3a und H3b in 120 bis 150 cm, H4a in 107 cm) und dieser zweiten kleineren Quellschüttungserhöhung hergestellt werden.

Es kann daher angenommen werden, dass Zwischenabfluss aus der oberen Basislage nach Beendigung der Niederschläge zu dieser „nachlaufende Welle“ führte. Dafür sprechen zum einen die hoch gesättigten Verhältnisse in der oberen Basislage (zwischen 60 und 0 hPa), deren hohe (gemessene) hydraulische Leitfähigkeit und der Sachverhalt, dass in der unteren Basislage in 175 bis 250 cm Tiefe trotz positivem hydraulischen Gradienten (Tabelle 20) und des Überschreitens der Wasserspeicherkapazität in den hangenden Schichten so gut wie keine Potentialerhöhung registriert wurde. Damit kann eine verminderte vertikale Versickerung in die untere Basislage angenommen werden. Der Durchfluss erreichte erst nach sechzehn Tagen das Niveau vor dem Ereignis und der Abflussbeiwert betrug rund 4 %. Vergleichbare Ergebnisse erzielten sowohl KLEBER & SCHELLENBERGER (1998) als auch CHIFFLARD et al. (2008). Sie ermittelten, dass mit zunehmender Auffeuchtung zuerst laterale Wasserflüsse in Haupt- und Mittellage entstehen und bei weiteren Niederschlägen Wasser bis in die Basislage vordringen und zu verzögertem Zwischenabfluss führen kann. Auch SRINIVASAN et al. (2002) und DIDZUN (2004) beobachteten, dass Zwischenabfluss zeitversetzt erst einige Tage nach dem Niederschlagsereignis den Vorfluter erreichte.

Das Niederschlag-Abfluss-Ereignis B-2 fand zwischen dem 18.11. und 25.11.2008 statt. Die Haupt- und Mittellage waren vor Ereignisbeginn sehr feucht und die Basislage feucht bis mäßig feucht (Tabelle 17), quellnah ab etwa 160 cm unter GOK bereits gesättigt (Abbildung 59 [rechts]). Vor Einsetzen der Niederschläge dominierte im quellnahen Bereich zwischen 160 und 135 cm Tiefe kapillarer Aufstieg (Tabelle 21). Die Anfangsquellschüttung lag bei $0,15 \text{ l s}^{-1}$. Die Fronten eines atlantischen Tiefdruckgebietes führten im letzten Drittel des Novembers 2008 zu teils kräftigen Schauern mit einem Gesamtniederschlag von rund 55 mm (LfULG 2008e).

Das erste Niederschlagsereignis mit 13 mm und einer geringen Intensität ($0,7 \text{ mm h}^{-1}$) bewirkte nur an Station D1a eine leichte Potentialerhöhung in Haupt- und oberer Basislage (Abbildung A8 im Anhang). Am Pegel und den anderen Tensiometerstationen zeigte sich keine Reaktion (Abbildungen 58, 59 sowie A7, A8 im Anhang). Das zweite Niederschlagsereignis am 20.11.2008 mit 30 mm und hoher Intensität ($1,8 \text{ mm h}^{-1}$) führte zu einem sofortigen und deutlichen Anstieg der Quellschüttung mit einem Scheitelwert von $1,09 \text{ l s}^{-1}$. Der Durchfluss erhöhte sich parallel zu den Niederschlagsspitzen und fiel nach Beendigung des Niederschlags wieder deutlich ab (Abbildung 59 [unten]). Die hydraulischen Potentiale in der Hauptlage stiegen demgegenüber erst mit zwei bis vier Stunden Verzögerung und in der Mittel- und quellnahen Basislage etwa vier bis zehn Stunden nach Einsetzen des Niederschlags langsam an. Die Saugspannung erreichte in Haupt- und Mittellage zu Beginn des 21.11.2008 Werte nahe 0 hPa (Abbildung 58 [rechts]). Diese erste Quellschüttungserhöhung kann aufgrund des direkten kurzzeitigen Auftretens, vergleichbar zu den Niederschlag-Abfluss-Ereignissen A-1 und A-2, über Sättigungsflächenabfluss im Quellsumpfbereich erklärt werden. Allerdings ist aufgrund der hohen Wassersättigung in Haupt- und Mittellage, vergleichbar zu Ereignis B-1, davon auszugehen, dass in diesen Schichten kleinräumig Zwischenabfluss auftrat, der aber aufgrund der geringen bis mittleren hydraulischen Leitfähigkeit keinen direkten Einfluss auf den Pegelverlauf hatte.

Ab dem 21.11.2008 ist ein kontinuierliches Ansteigen der Quellschüttung zu erkennen, welches mit dem Potentialanstieg in der quellnahen unteren Basislage an D1a und D1b in 90 bis 135 cm Tiefe korrespondiert (Abbildung 59 [Mitte und unten]). Mit dem dritten Niederschlagsereignis (12 mm; $1,6 \text{ mm h}^{-1}$) erhöhte sich die Quellschüttung dann erneut markant. Das sekundäre Maximum lag bei $0,73 \text{ l s}^{-1}$. Danach verblieb der Durchfluss über mehrere Tage auf recht hohem Niveau und flachte nur langsam bis zum 25.11.2008 ab. Auch bei diesem Niederschlag-Abfluss-Ereignis ist somit eine „nachlaufende Welle“ erkennbar, die in dem Fall durch ein zusätzliches kleineres Niederschlagsereignis überlagert wurde. Ein Zusammenhang zwischen dem Verlauf des hydraulischen Potentials in der oberen Basislage am Hang an H3a in 120 cm, H3b in 85 bis 120 cm, H4a in 107 cm und H4b in 105 cm (Abbildung 58 und Abbildung A7 im Anhang), in der zu diesem Zeitpunkt an den meisten Stationen nasse bis gesättigte Verhältnisse vorlagen, und dem zweiten Quellschüttungsanstieg kann herausgestellt werden. Demnach kann wie bei B-1 abgeleitet werden, dass Zwischenabfluss in der oberen Basislage zu einer zweiten Durchflusserhöhung führte. Der Abflussbeiwert betrug ebenfalls rund 4 %.

Gefolgert werden kann, dass bei dem Niederschlag-Abfluss-Ereignis B-2 ganz ähnliche Prozesse abliefen wie bei B-1. Erst dominierte Sättigungsoberflächenabfluss nahe der Quelle, mit zunehmender Auffeuchtung von Haupt- und Mittellage rückte die Feuchtefront tiefer. Als diese die obere Basislage erreichte, entstand Zwischenabfluss, der zu einer zweiten Durchflusserhöhung führte. Letztere wurde zusätzlich durch das dritte Niederschlagsereignis und damit verbundenen Sättigungsoberflächenabfluss im Quellsumpf überprägt.

Tab. 21: Hydraulische Gradienten der Stationen D1b und H1a für das Niederschlag-Abfluss-Ereignis B-2

Station H1a	18.11.08, 12:00 Uhr	21.11.08, 0:00 Uhr	24.11.08, 0:00 Uhr
Tiefe	grad(Ψ_h)	grad(Ψ_h)	grad(Ψ_h)
30 cm (LH) - 65 cm (LM)	0,3	0,4	0,3
65 cm (LM) - 105 cm (LB)	0,9	1,2	1,1
105 cm (LB) - 175 cm (LB)	1,9	1,9	1,7
175 cm (LB) - 230 cm (LB)	1,0	1,1	1,3
Station D1b	18.11.08, 12:00 Uhr	21.11.08, 0:00 Uhr	24.11.08, 0:00 Uhr
Tiefe	grad(Ψ_h)	grad(Ψ_h)	grad(Ψ_h)
20 cm (LH) - 50 cm (LB)	1,2	1,2	1,3
50 cm (LB) - 90 cm (LB)	0,7	1,4	0,8
90 cm (LB) - 135 cm (LB)	0,6	0,6	0,8
135 cm (LB) - 160 cm (LB)	-1,0	-1,0	-1,0
160 cm (LB) - 200 cm (LB)	0,5	0,5	0,5
200 cm (LB) - 235 cm (LB)	0,1	0,1	0,1

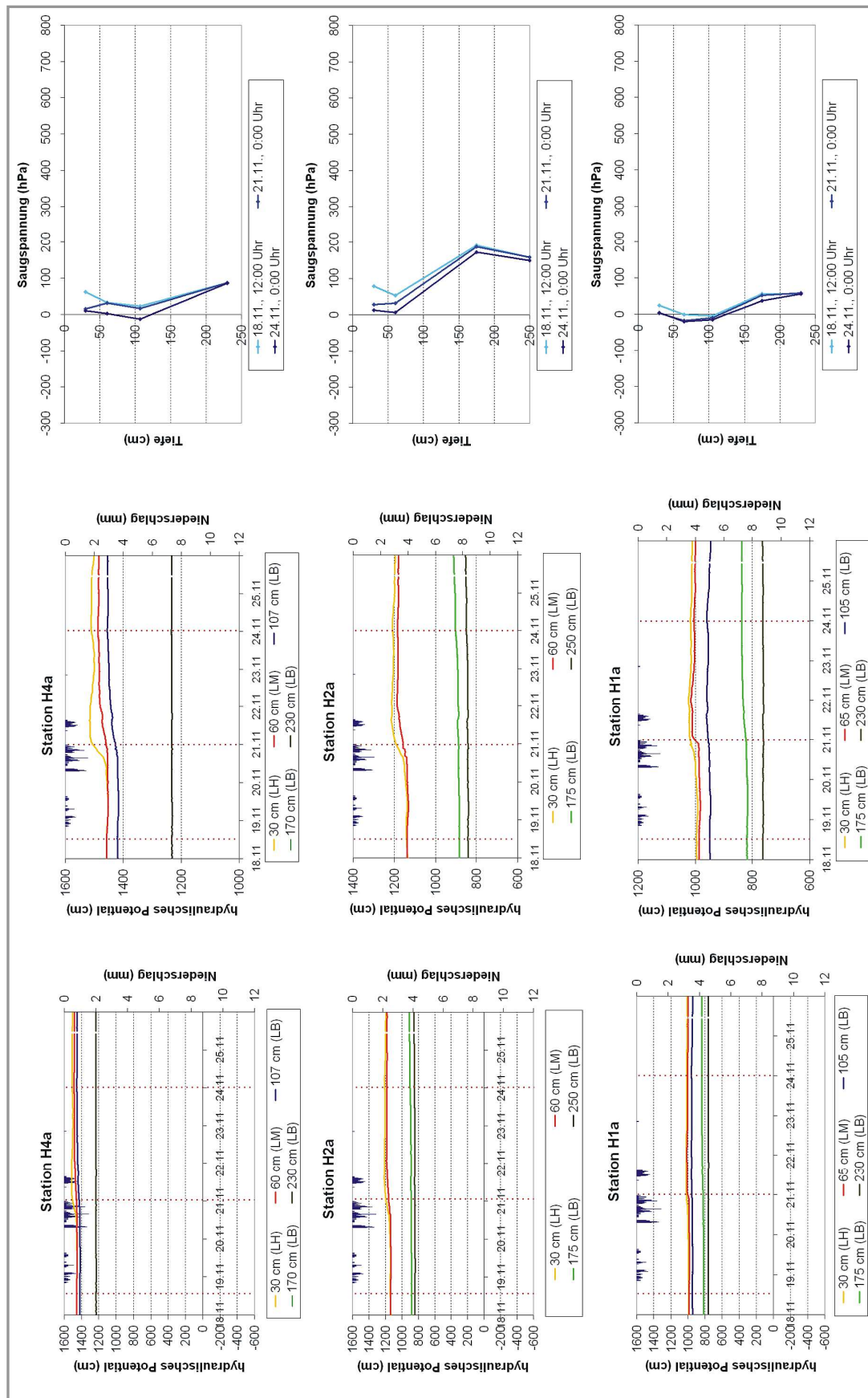


Abb. 58: Niederschlag-Abfluss-Ereignis B-2; Verlauf der hydraulischen Potentiale und Tiefenverlauf der Saugspannung in Zeitschritten (rot punktierte Linie) an den Tensiometerstationen H1a, H2a und H4a (Mitte: vergrößerte Achseneinteilung)

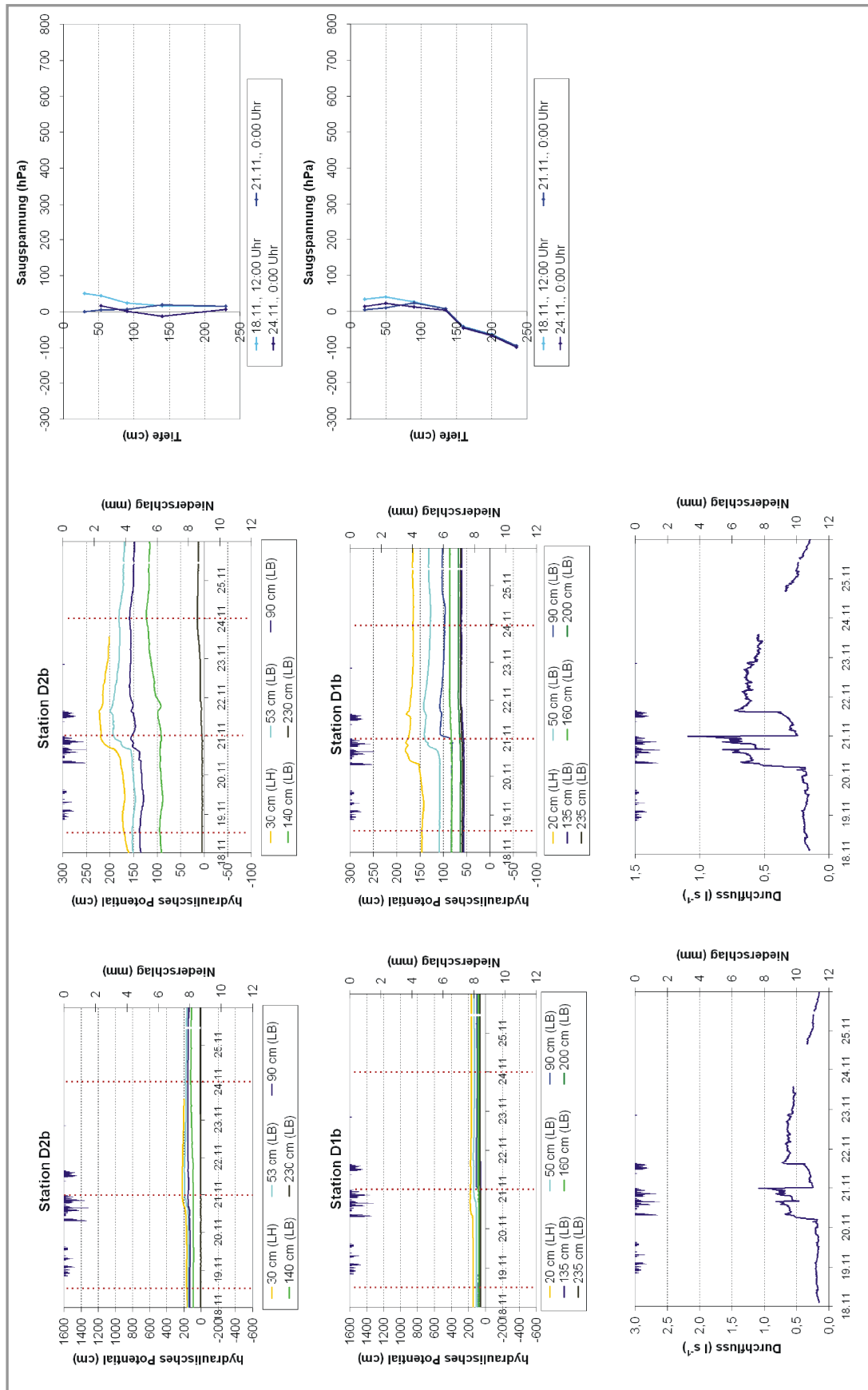


Abb. 59: Niederschlag-Abfluss-Ereignis B-2; Verlauf der hydraulischen Potentiale und Tiefenverlauf der Saugspannung in Zeitschritten (rot punktierte Linie) an den Tensiometerstationen D1b und D2b sowie Quellschüttung (Mitte: vergrößerte Achseneinteilung)

5.4.4 Niederschlag-Abfluss-Ereignisse mit hoher Gebietsvorfeuchte

Das Niederschlag-Abfluss-Ereignis C-1 zwischen dem 19.12.2008 und 05.01.2009 wurde durch einen Tiefausläufer mit wechselhaftem Wetter und insgesamt rund 68 mm Niederschlag ausgelöst (LFULG 2008d). Die Vorfeuchte im Untersuchungsgebiet war am 19.12.2008 durch vorangegangene Niederschläge und die temperaturbedingt geringe Evapotranspiration (Abbildung 42, Abschnitt 5.2.2) sehr hoch (Tabelle 17). Im quellnahen Bereich war die Basislage ab etwa 100 cm unter GOK gesättigt und die Hauptlage nass (Abbildung 61 [rechts]). Im Hangbereich existierten in 60 bis 150 cm Tiefe, d.h. in Mittel- und oberer Basislage ebenfalls bereits gesättigte Verhältnisse (Abbildung 60 [rechts]). Haupt- und unterer Basislage waren mit Saugspannungen kleiner 60 hPa sehr feucht bis nass. Die Quellschüttung betrug vor Ereignisbeginn $0,6 \text{ l s}^{-1}$.

Die vier Niederschlagsereignisse zwischen dem 19.12. und 22.12.2008 (50 mm) bewirkten ein leichtes wellenförmiges Ansteigen der Potentiale in Haupt-, Mittel- und oberer Basislage an allen Tensiometerstationen (Abbildungen 60 [Mitte], 61 [Mitte] sowie Abbildungen A9, A10 im Anhang). Das Wasser infiltrierte demnach innerhalb weniger Stunden vertikal bis in die schon vorher gesättigte obere Basislage. Eine Potentialerhöhung in der unteren Basislage konnte trotz eines positiven hydraulischen Gradienten (Tabelle 22) nur an den Stationen H4a und H4b sowie an den quellnahen Stationen registriert werden. An den meisten anderen Stationen gab es keinen oder nur einen sehr verzögerten Anstieg des hydraulischen Potentials in den tiefsten gemessenen Tiefen, so dass dort die ungesättigten Verhältnisse bestehen blieben. Aufgrund der verminderten vertikalen Versickerung und der Wassersättigung in Mittel- und oberer Basislage ist davon auszugehen, dass in der oberen Basislage Zwischenabfluss entstand und der Potentialausgleich lateral Richtung Quelle erfolgte. An den Stationen H4a und H4b und den quellnahen Stationen kam es in der bereits vor dem einsetzenden Niederschlag gesättigten unteren Basislage zu einem deutlichen Anstieg des hydraulischen Potentials (Abbildungen 60 [obere Mitte], 61[Mitte] sowie Abbildungen A9, A10 im Anhang). In 135 cm an D1a bzw. 160 cm Tiefe an D1b überstieg es sowohl das der liegenden als auch der hangenden Bereiche. Folglich perkolierte Wasser von dort aus in die Tiefe bzw. stieg bis in die Hauptlage auf. Der negative hydraulische Gradient an Station D1b am 25.12.2008 zwischen 90 und 50 cm unter GOK (Tabelle 22) belegt dies. Vermutet werden kann, dass diese stetige und lang anhaltende Erhöhung des lokalen Grundwassers durch den Zwischenabfluss vom Hang verursacht wurde. Wird die Quellschüttungsganglinie (Abbildung 61 [unten]) betrachtet, so zeichnet sich darin direkt der Potentialanstieg an D1a und D1b nach.

Das Durchflussmaximum am 25.12.2008 mit $1,7 \text{ l s}^{-1}$ wurde jedoch zusätzlich durch das fünfte Niederschlagsereignis mit 18 mm verstärkt. Der Quellpegel erreichte erst nach fünfzehn Tagen wieder sein Ausgangsniveau. Eine Korrelationsanalyse zwischen den hydraulischen Potentialen der quellnahen Basislage in 135 bis 230 cm Tiefe (D1a, D1b) und dem Durchfluss ergab mit 0,90 und 0,92 hohe Rangkorrelationskoeffizienten, d.h. ein Großteil des Wasser, das zum Quellschüttungsanstieg führte, stammte mit hoher Wahrscheinlichkeit aus der quellnahen Basislage. Dieser Zusammenhang wurde bereits in Abschnitt 5.3.2 herausgestellt und wird bei diesem Ereignis mit hoher Vorfeuchte im Untersuchungsgebiet sichtbar.

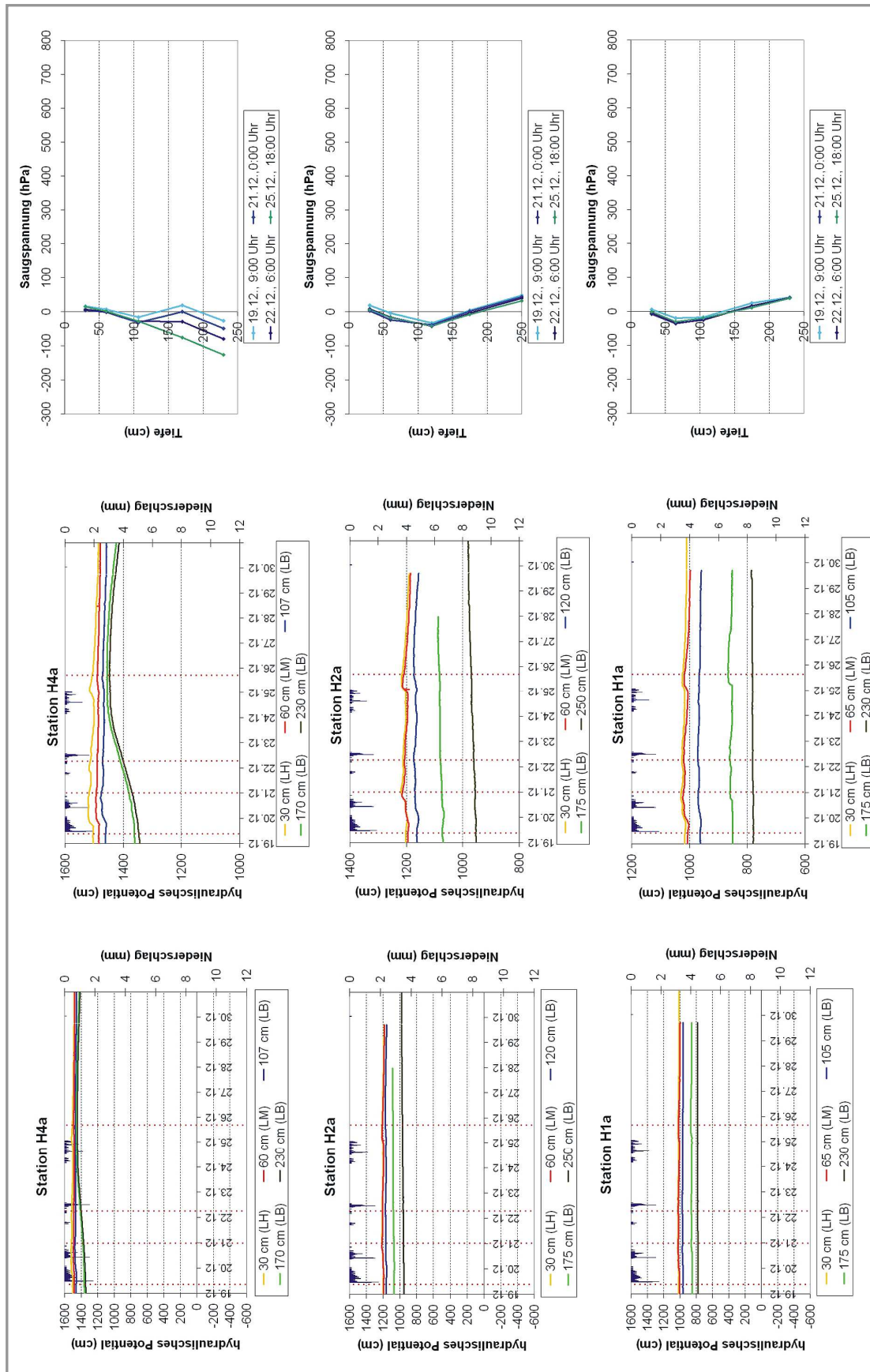


Abb. 60: Niederschlag-Abfluss-Ereignis C-1; Verlauf der hydraulischen Potentiale und Tiefenverlauf der Saugspannung in Zeitschritten (rot punktierte Linie) an den Tensiometerstationen H1a, H2a und H4a (Mitte: vergrößerte Achseneinteilung)

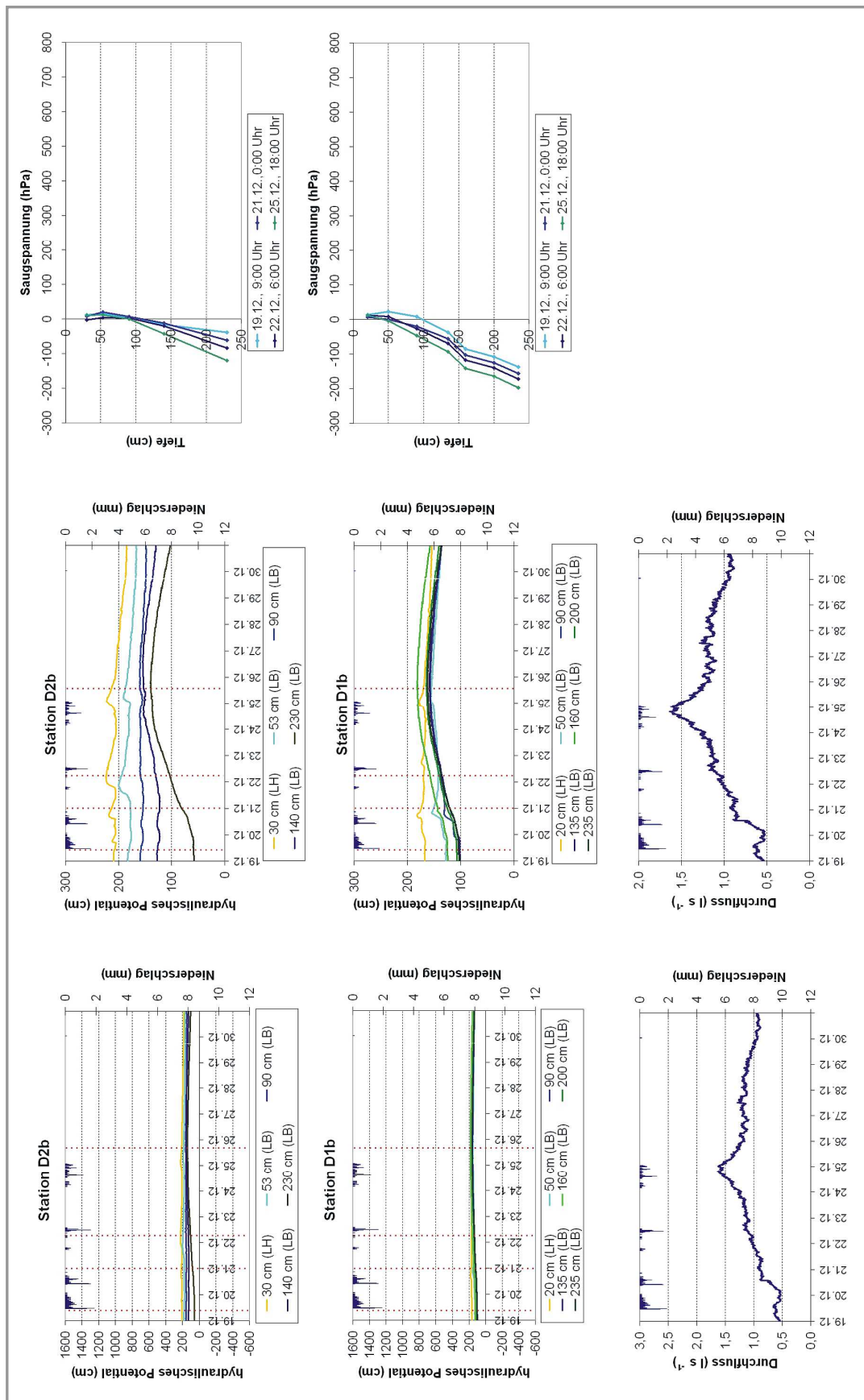


Abb. 61: Niederschlag-Abfluss-Ereignis C-1; Verlauf der hydraulischen Potentiale und Tiefenverlauf der Saugspannung in Zeitschritten (rot punktierte Linie) an den Tensiometerstationen D1b und D2b sowie Quellschüttung (Mitte: vergrößerte Achseneinteilung)

Tab. 22: Hydraulische Gradienten der Stationen D1b und H1a für das Niederschlag-Abfluss-Ereignis C-1

Station H1a	19.12.08, 9:00 Uhr	21.12.08, 0:00 Uhr	22.12.08, 6:00 Uhr	25.12.08, 18:00 Uhr
Tiefe	grad(Ψ_h)	grad(Ψ_h)	grad(Ψ_h)	grad(Ψ_h)
30 cm (LH) - 65 cm (LM)	0,3	0,2	0,2	0,2
65 cm (LM) - 105 cm (LB)	1,1	1,3	1,2	1,3
105 cm (LB) - 175 cm (LB)	1,6	1,6	1,6	1,4
175 cm (LB) - 230 cm (LB)	1,3	1,5	1,4	1,5
Station D1b	19.12.08, 9:00 Uhr	21.12.08, 0:00 Uhr	22.12.08, 6:00 Uhr	25.12.08, 18:00 Uhr
Tiefe	grad(Ψ_h)	grad(Ψ_h)	grad(Ψ_h)	grad(Ψ_h)
20 cm (LH) - 50 cm (LB)	1,3	0,8	0,9	0,5
50 cm (LB) - 90 cm (LB)	0,6	0,5	0,1	-0,1
90 cm (LB) - 135 cm (LB)	0,0	0,2	0,0	0,0
135 cm (LB) - 160 cm (LB)	-0,9	-0,9	-0,9	-0,9
160 cm (LB) - 200 cm (LB)	0,4	0,5	0,5	0,5
200 cm (LB) - 235 cm (LB)	0,1	0,1	0,1	0,1

Der Abflussbeiwert betrug bei diesem Ereignis 14 %, folglich gelangte über ein Zehntel des gefallenen Niederschlags zum Vorfluter. Bei den vorherigen Niederschlag-Abfluss-Ereignissen B-1 und B-2 (Tabelle 17) war es lediglich ein Fünfundzwanzigstel. Damit zeigt sich ein nichtlineares Abflussverhalten des Einzugsgebiets, wie es u.a. von KLEBER & SCHELLENBERGER (1999), UHLENBROOK (2005a), TILCH et al. (2006) und CHIFFLARD et al. (2008) postuliert wurde. Aufgrund der höheren Gebietsvorfeuchte erhöhte sich die Abflusswirksamkeit der Niederschläge und der gespeicherte Anteil verringerte sich entsprechend. Dadurch gelangte trotz geringeren Inputs erheblich mehr Wasser zum Vorfluter.

Durch die bereits vor dem Ereignis nassen bis gesättigten Verhältnisse infiltrierte das Niederschlagswasser innerhalb weniger Stunden von der Haupt- über die Mittel- in die obere Basislage. Unter gesättigten Verhältnissen floss das Wasser in den oberen Bereichen der Basislage lateral Richtung Vorfluter. Daneben perkolierte ein geringer Anteil in die tieferen Bereiche der Basislage. In der sich Richtung Quelle einengenden Hangdelle kam es zur Abflusskonzentration und zu einem Aufsteigen von Wasser aus der quellnahen Basislage, dass zu einer kontinuierlichen, lang anhaltenden Erhöhung der Quellschüttung führte. Dieses „Überlaufen“ von lokalem Hanggrundwasser und eine damit verbundene Durchflusserhöhung wurden auch von WILPERT et al. (2007) in Kleineinzugsgebieten im Schwarzwald beobachtet.

Ein weiteres Niederschlag-Abfluss-Ereignis mit hoher Vorfeuchte (C-2) fand zwischen dem 22.02. und 13.04.2009 statt. Ab Anfang Februar 2009 strömte auf der Rückseite eines Tiefausläufers Meereskaltluft nach Sachsen. Die häufigen Niederschläge fielen ab diesem Zeitpunkt im Osterzgebirge ausschließlich als Schnee. Ab dem 22.02.2009 verstärkte sich der Zustrom milder Luft, so dass Tauwetter einsetzte. Zu diesem Zeitpunkt betrug der mittlere Wasservorrat der Schneedecke im Einzugsgebiet der Freiburger Mulde rund 100 mm Wasseräquivalent. Parallel zum Tauwetter fielen im März aufgrund durchziehender Tiefausläufer zum Teil lang andauernde Niederschläge. (LFULG 2009a, 2009b) Vor Einsetzen der Schneeschmelze herrschten in allen gemessenen Tiefen im Untersuchungsgebiet, mit dem Niederschlag-Abfluss-Ereignis C-1 vergleichbare, sehr feuchte bis gesättigte Verhältnisse vor, d.h. die Saugspannung war an allen Tensiometern kleiner 60 hPa (Abbildungen 62 [rechts], 63 [rechts] sowie A11, A12 im Anhang). Der größte positive hydraulische Gradient an der Hangstation H1a bestand zwischen 105 und 175 cm Tiefe (Tabelle 23). Im quellnahen Bereich dominierte, wie bei den vorherigen Ereignissen auch, kapillarer Aufstieg zwischen 160 und 135 cm Tiefe. Die Quellschüttung lag mit $0,2 \text{ l s}^{-1}$ im unterdurchschnittlichen Bereich.

Nachdem zwischen dem 22.02. und 23.02.2009 etwa 34 mm Wasseräquivalent tauten, stieg das hydraulische Potential an den meisten Stationen in der Hauptlage an (Abbildungen 62 [Mitte], 63 [Mitte] sowie A11, A12 im Anhang). Nur wenige Stunden versetzt erhöhte sich auch das hydraulische Potential in der Mittellage, d.h. das Schmelzwasser infiltrierte aufgrund der hohen Vorfeuchte rasch in vertikaler Richtung. Etwa einen halben bis etwa einen Tag versetzt fand auch eine Erhöhung der hydraulischen Potentiale in der oberen Basislage in Tiefen bis etwa 150 cm unter GOK statt. An den am tiefsten installierten Tensiometern in der Basislage blieb das hydraulische Potential auf niedrigem Niveau bzw. erhöhte sich extrem verzögert und nur geringfügig. Die Quellschüttung stieg in diesem Zeitraum auf etwa $0,3 \text{ l s}^{-1}$ an (Abbildung 63 [unten]). Aufgrund der unmittelbaren, schnellen Reaktion der Quelle ist davon auszugehen, dass das abflusserhöhende Wasser aus dem quellnahen Bereich und dabei überwiegend aus Haupt- und oberer Basislage stammte.

Zwischen dem 25.02. und 28.02.2009 tauten etwa 53 mm Wasseräquivalent. Die Saugspannung war bis dahin an fast allen Stationen bis in circa 100 cm Tiefe auf Werte nahe 0 hPa gesunken, es herrschten also annähernd gesättigte Verhältnisse in Haupt-, Mittel- und oberen Basislage vor (Abbildungen 62 [rechts], 63 [rechts]). Diese zweite Tauphase bewirkte einen deutlichen Potentialanstieg von der Haupt- über die Mittel bis hin zur Basislage in 175 cm unter GOK. In den tiefsten instrumentierten Tiefen der meisten Hangstationen gab es bei weiterhin ungesättigten Verhältnissen keine Potentialerhöhung. An den Stationen H4a und H4b und den quellnahen Stationen kam es dagegen, vergleichbar mit dem Niederschlag-Abfluss-Ereignis C-1, in der unteren Basislage zu einem sprunghaften Potentialanstieg (Abbildung 63 [Mitte] und Abbildung A12 im Anhang). An Station D1a herrschte in 135 cm Tiefe das höchste Potential, an D1b in 160 cm Tiefe. Wasser wurde demnach aus 135 bis 160 cm unter GOK sowohl in die Tiefe als auch in die hangenden Schichten gepresst und stieg bis an die Erdoberfläche auf. Die negativen hydraulischen Gradient am 07.03.2009 in der Basislage von D1b (Tabelle 23) bestätigen dies.

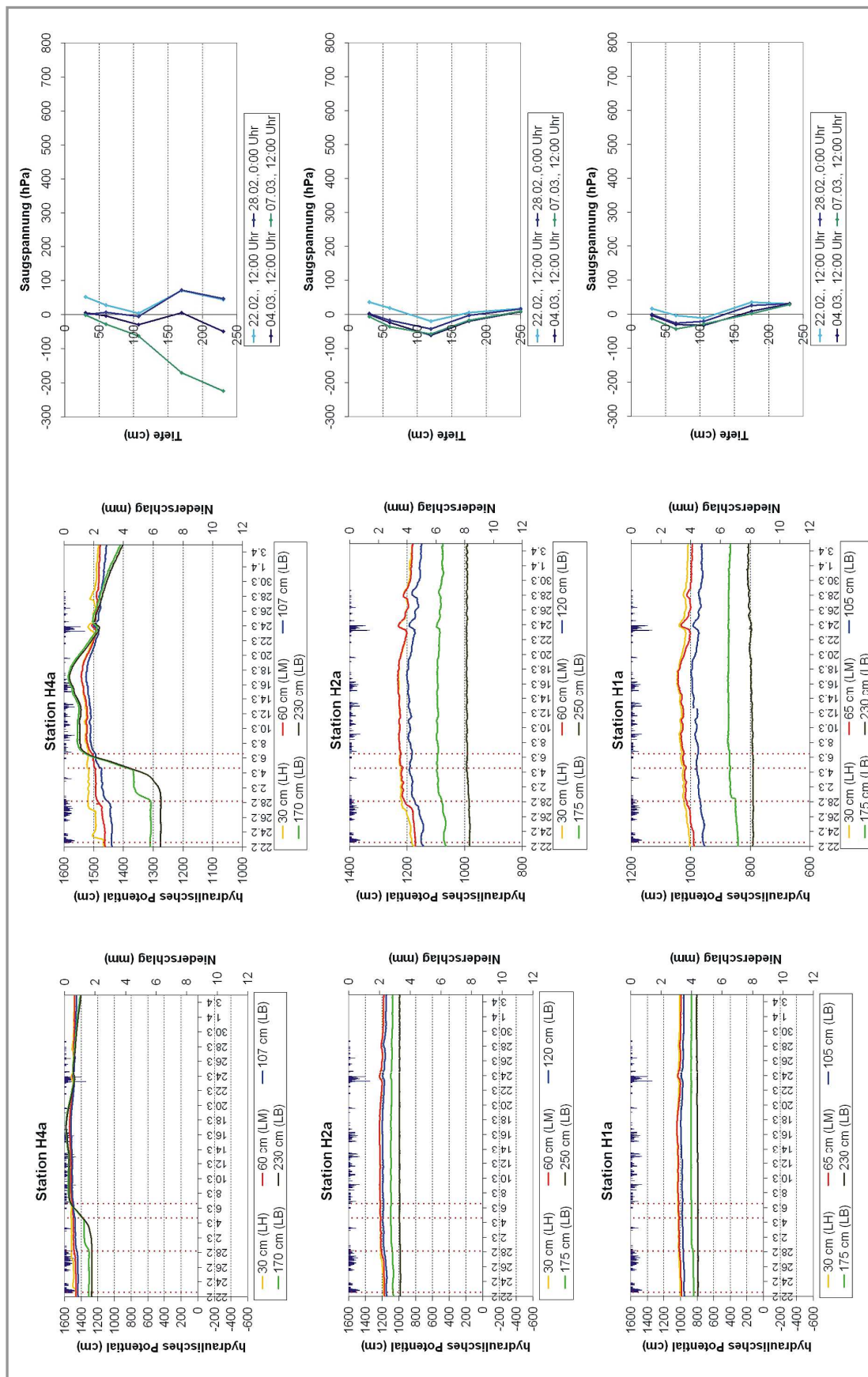


Abb. 62: Niederschlag-Abfluss-Ereignis C-2; Verlauf der hydraulischen Potentiale und Tiefenverlauf der Saugspannung in Zeitschritten (rot punktierte Linie) an den Tensiometerstationen H1a, H2a und H4a (Mitte: vergrößerte Achseneinteilung)

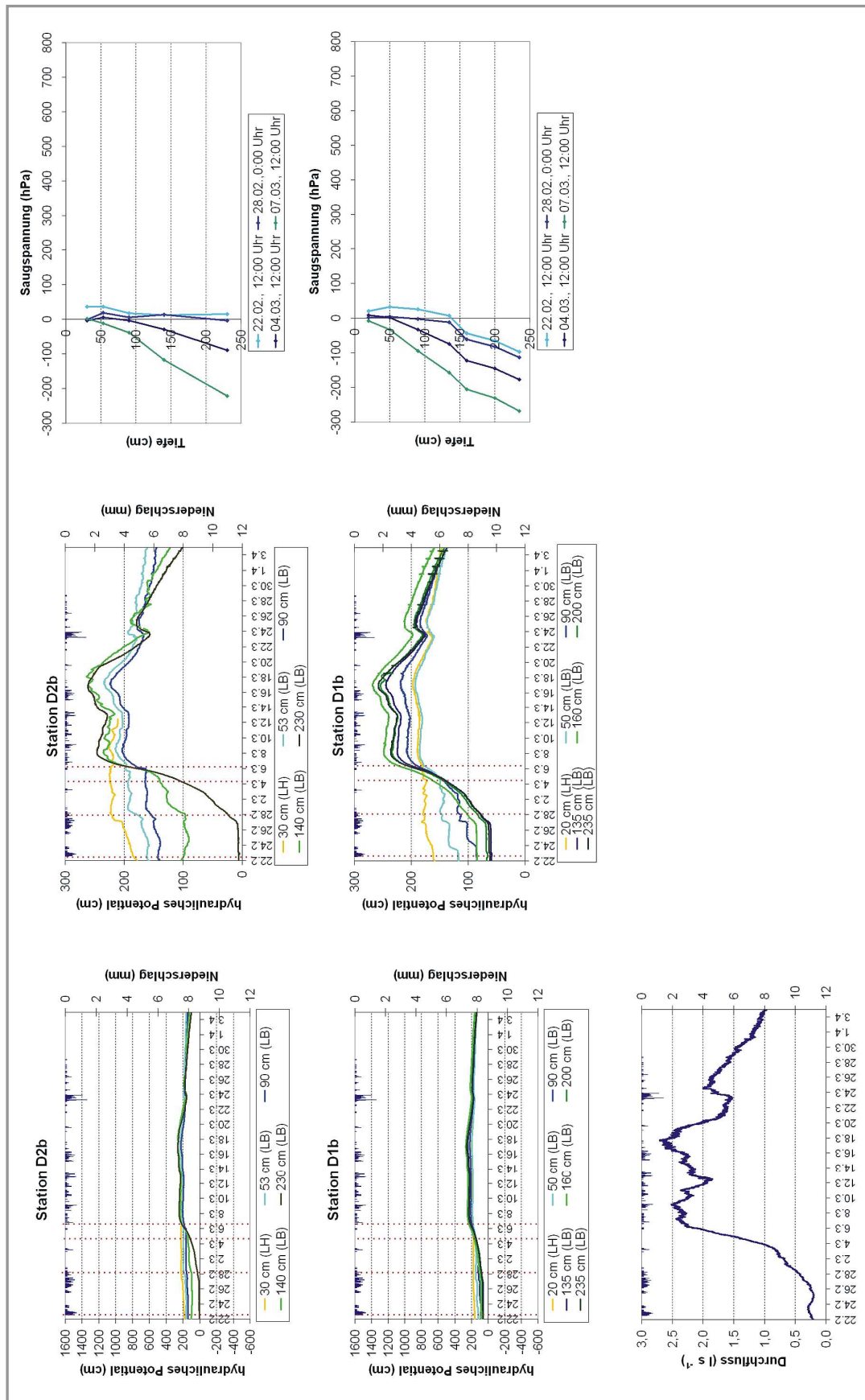


Abb. 63: Niederschlag-Abfluss-Ereignis C-2; Verlauf der hydraulischen Potentiale und Tiefenverlauf der Saugspannung in Zeitschritten (rot punktierte Linie) an den Tensiometerstationen D1b und D2b sowie Quellschüttung (Mitte: vergrößerte Achseneinteilung)

Tab. 23: Hydraulische Gradienten der Stationen D1b und H1a für das Niederschlag-Abfluss-Ereignis C-2

Station H1a	22.02.09, 12:00 Uhr	28.02.09, 0:00 Uhr	04.03.09, 12:00 Uhr	07.03.09, 12:00 Uhr
Tiefe	grad(Ψ_h)	grad(Ψ_h)	grad(Ψ_h)	grad(Ψ_h)
30 cm (LH) - 65 cm (LM)	0,4	0,3	0,2	0,1
65 cm (LM) - 105 cm (LB)	0,8	1,1	0,9	1,4
105 cm (LB) - 175 cm (LB)	1,7	1,7	1,6	1,8
175 cm (LB) - 230 cm (LB)	0,9	1,1	1,4	1,5
Station D1b	22.02.09, 12:00 Uhr	28.02.09, 0:00 Uhr	04.03.09, 12:00 Uhr	07.03.09, 12:00 Uhr
Tiefe	grad(Ψ_h)	grad(Ψ_h)	grad(Ψ_h)	grad(Ψ_h)
20 cm (LH) - 50 cm (LB)	1,4	1,1	0,8	0,1
50 cm (LB) - 90 cm (LB)	0,8	0,8	0,2	-0,5
90 cm (LB) - 135 cm (LB)	0,6	0,8	0,1	-0,4
135 cm (LB) - 160 cm (LB)	-1,0	-1,0	-0,9	-0,9
160 cm (LB) - 200 cm (LB)	0,5	0,5	0,5	0,4
200 cm (LB) - 235 cm (LB)	0,1	0,1	0,1	-0,1

Zwischen dem 06.03. und 17.03.2009 gelangten durch das Tauwetter und zusätzlichen Regen circa 91 mm Niederschlags- bzw. Schmelzwasser im Quelleinzugsgebiet zum Abfluss. Dadurch blieben die hydraulischen Potentiale auf hohem Niveau bzw. erhöhten sich Mitte März erneut (Abbildung 62 [Mitte], 63 [Mitte]). Quellsnah führte dies durch einen erneuten Wasseraufstieg zu einer Überschwemmung der Tensiometerstationen D1a und D1b (Abbildung 64).

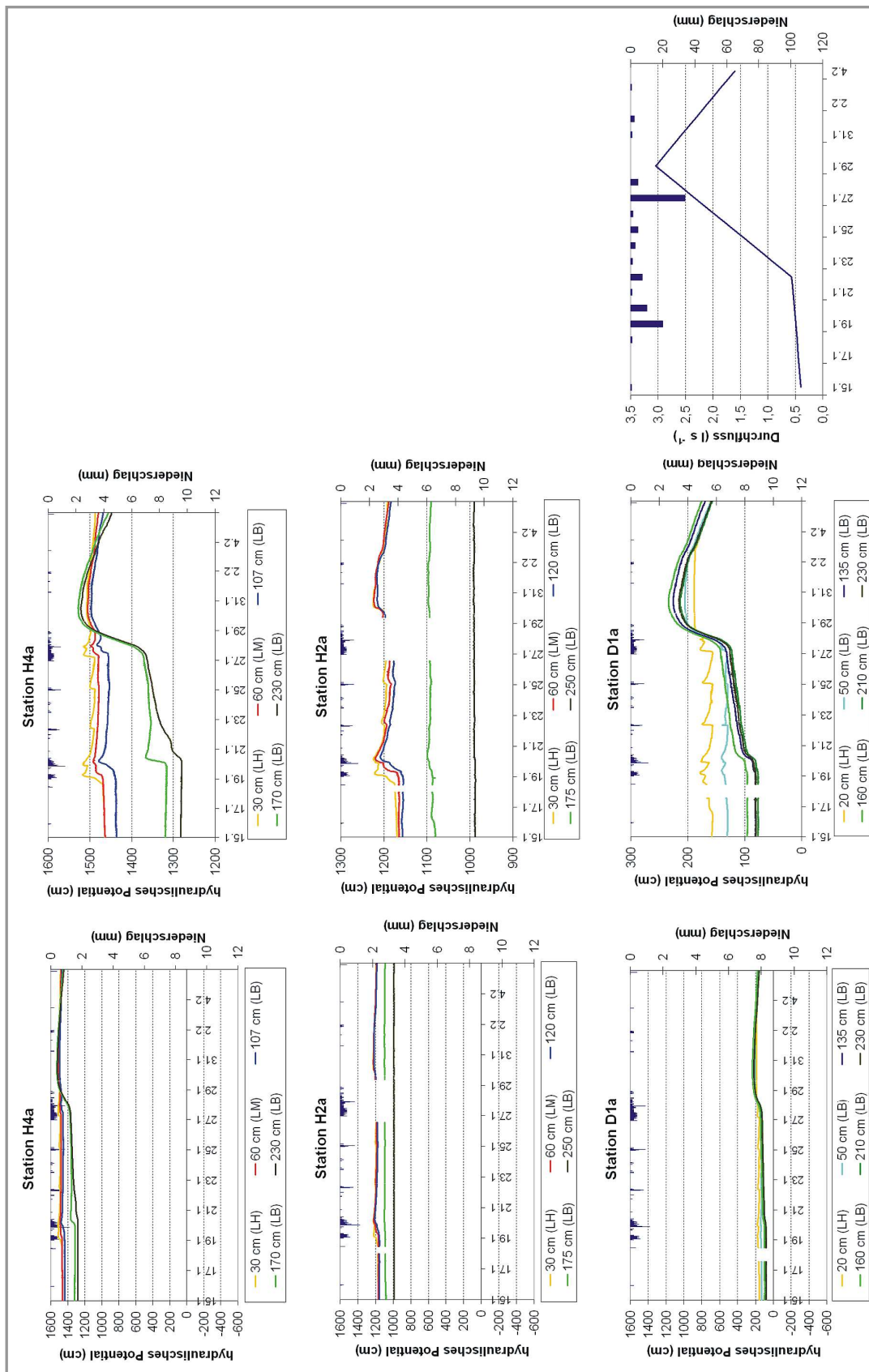
Die Quellschüttung begann ab dem 27.02.2009 ebenfalls schnell und steil anzusteigen und erreichte das erste Maximum am 09.03. mit $2,5 \text{ l s}^{-1}$ (Abbildung 63 [unten]). Damit verzehnfachte sich der Durchfluss innerhalb von zwölf Tagen. Der Scheiteldurchfluss wurde am 17.03.2009 mit $2,6 \text{ l s}^{-1}$ gemessen und erst eineinhalb Monate später wurde der Anfangsdurchfluss wieder erreicht. Der Abflussbeiwert für den betrachteten Zeitraum lag bei rund 26 % und damit etwa doppelt so hoch wie bei Ereignis C-1, obwohl die Vorfeuchte vergleichbar war. Eine Korrelationsanalyse zwischen den hydraulischen Potentiale in den Tiefen von 135 bis 230 cm der Stationen D1a und D1b und dem Durchfluss zeigt bei Rangkorrelationskoeffizienten von jeweils 0,97 einen hoch wahrscheinlichen Zusammenhang zwischen dem Anstieg des lokalen, quellsnahen Grundwassers und dem Quellpegel.



Abb. 64: Tensiometerstation D1a am 16.03.2009 (Foto: eigene Aufnahme)

Damit konnte während der Schneeschmelze 2009 ein ganz ähnliches Gebietsverhalten wie im Dezember 2008 herausgestellt werden, allerdings mit einer noch größeren Dynamik und höherem Abflussbeiwert. Aufgrund der hohen Vorfeuchte infiltrierte das Schmelzwasser rasch innerhalb weniger Stunden über die Haupt- und Mittellage in die Basislage und gelangte vorwiegend lateral in den quellnahen Bereich. Dort stieg es Richtung GOK auf, gelangte zum Teil als *Return flow* wieder an die Erdoberfläche und sorgte für eine lang anhaltende, markante Erhöhung der Quellschüttung. Eine vergleichbare Gebietsreaktion konnten KLEBER & SCHELLENBERGER (1999) im Frankenwald bei „starken Abflussereignissen“ beobachten.

Auch das Niederschlag-Abfluss-Ereignis C-3 zwischen dem 15.01. und 26.02.2008 (Abbildung 65 und Abbildung A13 im Anhang), das durch Tiefausläufer mit lang anhaltenden, ergiebigen Niederschlägen ($\approx 134 \text{ mm}$) hervorgerufen wurde sowie das Niederschlag-Abfluss-Ereignis C-4 vom 31.03. bis 26.04.2008 (Abbildung 66 und Abbildungen A14, A15, A16 im Anhang), bei dem die Schneeschmelze durch zusätzliche Niederschläge überlagert wurde ($\approx 124 \text{ mm}$), zeigten bei ähnlich hoher Vorfeuchte wie bei C-2 adäquate Potentialverläufe. Am Hang stieg das hydraulische Potential in Haupt-, Mittel- und oberer Basislage wellenförmig an. In der unteren Basislage wurde dagegen an den meisten Stationen kein bzw. nur ein langsamer, zeitlich verzögerter Potentialanstieg gemessen. An den quellnahen Tensiometerstationen D1a / D1b bis D3a / D3b sowie an den Stationen H4a und H4b gelangte dagegen Wasser aus der unteren Basislage in die hangenden Bereiche. Die Quellschüttung stieg während C-3 innerhalb von 14 Tagen von $0,4$ auf 3 l s^{-1} und erreichte erst nach eineinhalb Monaten den Ausgangsdurchfluss. Bei Ereignis C-4 wurde der Scheiteldurchfluss ($2,4 \text{ l s}^{-1}$) innerhalb von 16 Tagen erreicht und erst nach etwa zwei Monaten war die Quellschüttung wieder auf ihrem Ausgangsniveau. Bei beiden Ereignissen wurde, wie auch bei C-2, etwa ein Drittel des Niederschlags innerhalb weniger Tage bis Wochen abflusswirksam.



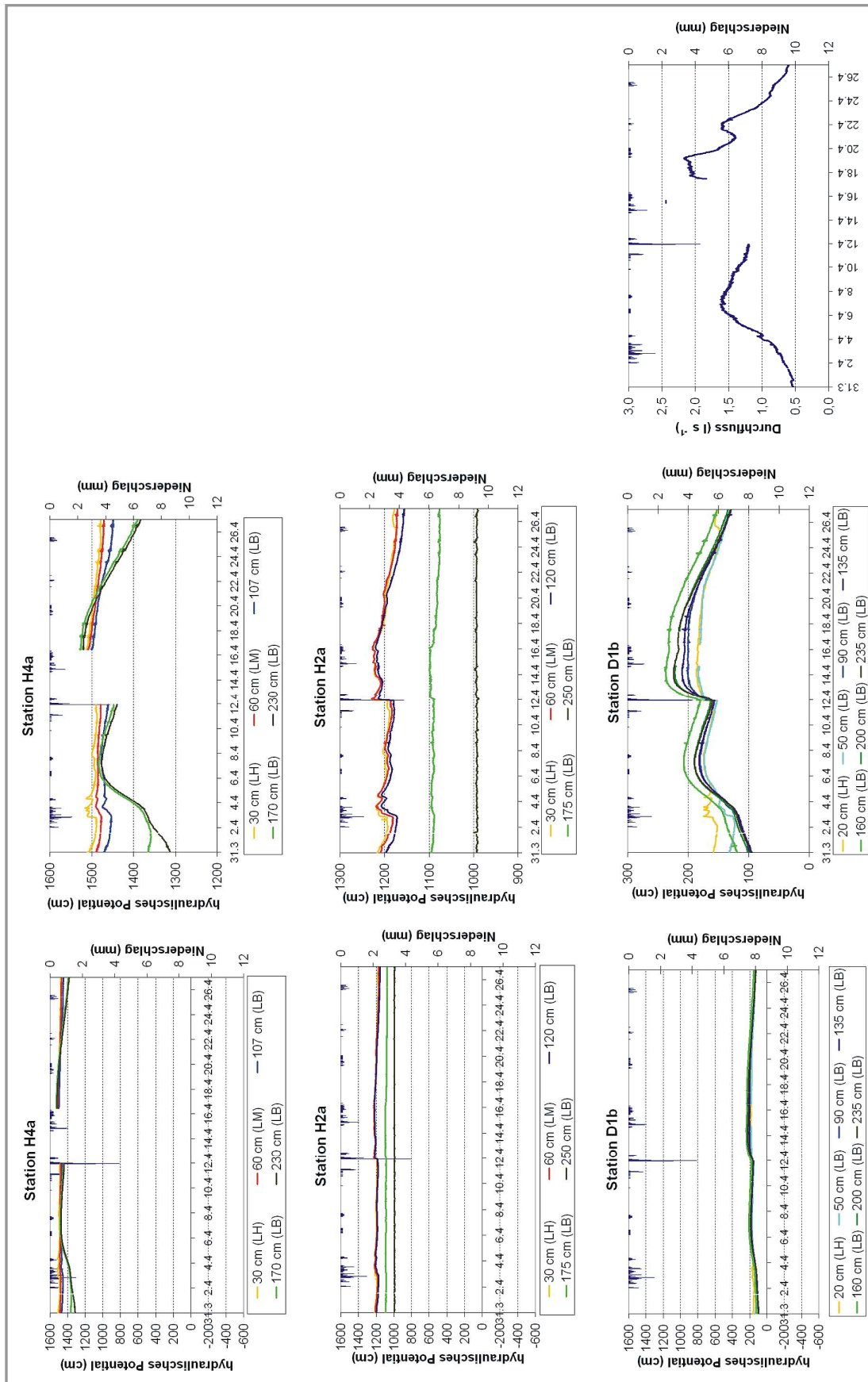


Abb. 66: Niederschlag-Abfluss-Ereignis C-4; Verlauf der hydraulischen Potentiale an den Tensio-
meterstationen H4a, H2a und D1b sowie Quellschüttung (Mitte: vergrößerte Achseneinteilung)

5.4.5 Zusammenfassung und Diskussion

Werden die ausgewählten Niederschlag-Abfluss-Ereignisse hinsichtlich der Niederschlagsmenge und dem Anteil des abflusswirksamen Niederschlags betrachtet, dann wird in Abhängigkeit von der Vorfeuchte ein nichtlineares Abflussverhalten des Einzugsgebiets mit unterschiedlichen Abflussprozessen deutlich. Dies deckt sich mit den Erkenntnissen von WEYMAN (1973), der das hydrologische Verhalten von Hängen als nichtlineare Funktion der Sättigungstiefe beschrieb, die sich wiederum aus dem lateralen Fluss zunehmend durchlässigerer Horizonte zur Erdoberfläche ergibt.

In den bodenhydrologisch trockenen Sommermonaten dominierte nach Niederschlagsereignissen im Einzugsgebiet vor allem vertikale Versickerung in die Hauptlage und zum Teil über Makroporen auch in die Mittel- und obere Basislage. Das Wasser wurde in diesen Schichten gespeichert. In der unteren Basislage zeigte sich keine Reaktion auf gefallene Niederschläge. Im gesättigten Quellbereich führte Sättigungsoberflächenabfluss zu kurzfristigen Quellschüttungsanstiegen. Der Abflussbeiwert war entsprechend niedrig.

Bei zunehmender Vorfeuchte im Herbst kam es, bedingt durch die verminderte vertikale Versickerung in die Basislage, zu einer Aufsättigung der Mittellage. Zeitverzögert drang das Wasser auch in die oberen Bereiche der Basislage ein, so dass sich hier eine gesättigte Zone ausbilden konnte. Begünstigt durch die hohe laterale hydraulische Leitfähigkeit der Basislage und die weiterhin verminderte vertikale Versickerung führte Zwischenabfluss zu einer länger anhaltenden Durchflusserhöhung am Vorfluter. Damit stieg auch der Anteil des abflusswirksamen Niederschlags.

In den bodenhydrologisch feuchten Monaten, bei nahezu gesättigten Verhältnissen im Einzugsgebiet, infiltrierte das Niederschlags- bzw. Schmelzwasser rasch von der Haupt- über die Mittel- in die obere Basislage. Die oben beschriebenen hydraulisch anisotropen Eigenschaften der Basislage führten wiederum zu Zwischenabfluss in deren oberen Bereich. Diese laterale Wasserzufuhr aus dem Hangbereich hin zur Quelle führte zu einem vertikalen Aufstieg von lokalem Grundwasser im quellnahen Bereich. Damit verbunden waren markante, lang anhaltende Quellschüttungsanstiege und hohe Abflussbeiwerte. Die Gegenüberstellung von Ereignis C-1 (68 mm Niederschlag) mit den Ereignissen C-2 bis C-4 (Niederschlag > 100 mm) verdeutlicht, dass die Höhe des Abflussbeiwertes auch von der Niederschlagsmenge beeinflusst wird. Bei Niederschlägen von über 100 mm erhöhte er sich nochmals deutlich. FUJIMOTO et al. (2011) fanden in einem Einzugsgebiet in Zentraljapan ebenfalls heraus, dass mit steigender Niederschlagsmenge der Anteil der schnellen Abflusskomponenten an Hängen überproportional ansteigt.

5.5 ANALYSE DER HYDROCHEMISCHEN PARAMETER UND DES TEMPERATURVERLAUFES

5.5.1 Einführung

Um die mittels hydrometrischer Methoden gewonnenen Erkenntnisse zu den Fließwegen des Wassers zu überprüfen und Informationen zur Verweilzeit des Wassers im Einzugsgebiet zu erhalten, werden das Quell-, Niederschlags- und Bodenwasser nachfolgend bezüglich ihrer hydrochemischen Zusammensetzung und deren zeitlicher Änderungen während ausgewählter Niederschlag-Abfluss-Prozesse analysiert. Zusätzlich wird untersucht, ob aus dem Temperaturverlauf des Bodens und Quellwassers Aussagen zu Wasserflüssen abgeleitet werden können.

5.5.2 Atmosphärische Deposition und Stoffaustrag

Einen ersten Überblick zum Stoffhaushalt im Untersuchungsgebiet gibt Tabelle 24, in der die atmosphärische Deposition im Freiland bzw. im Bestand sowie der Stoffaustrag über die Quelle für das Untersuchungsjahr 2008 gegenübergestellt sind.

Tab. 24: Stoffeintrag über den Freiland- bzw. Bestandesniederschlag und Stoffaustrag über die Quelle für das Jahr 2008 (alle in $\text{kg ha}^{-1}\text{a}^{-1}$)

	SO₄	O-PO₄	NO₂	NO₃	Cl	Na	K
atmosphärische Deposition (Freiland)	22,9	1,2	0,2	24,2	7,3	3,9	3,2
atmosphärische Deposition (Bestand)	27,2	1,4	0,3	27,0	12,3	4,5	18,5
Stoffaustrag	120,7	0,1	0,0	12,4	7,8	11,7	3,1
	Ca	Mg	NH₄	Fe	Al	DOC	
atmosphärische Deposition (Freiland)	4,1	0,9	15,7	0,5	2,2	29,9	
atmosphärische Deposition (Bestand)	10,8	4,9	4,6	0,5	2,1	65,3	
Stoffaustrag	34,8	10,3	0,01	0,1	0,7	4,2	

Die atmosphärische Deposition im Untersuchungsgebiet ist für die Inhaltsstoffe Chlorid, Natrium, Kalium, Calcium, Magnesium, Eisen und Aluminium mit den Depositionsdaten von Messstationen im Osterzgebirge bzw. in Sachsen, die von NEBE et al. (1998), NEBE & ABIY (2002) und vom LFULG (2009d) veröffentlicht wurden, vergleichbar. Die Nitratdeposition mit 24 bis 27 $\text{kg ha}^{-1}\text{a}^{-1}$ liegt am oberen Rand der an sächsischen Messstellen zwischen 1989 und 2008 ermittelten Werte mit 10 bis 30 $\text{kg ha}^{-1}\text{a}^{-1}$ (LFULG 2009d). Ein möglicher Grund dafür könnte die teilweise aufgetretene Verunreinigung der Niederschlagssammler mit Vogelkot und Pflanzenbestandteilen sein.

Das gleiche gilt auch für die Ortho-Phosphat-Deposition, den atmosphärischen Eintrag von gelöstem organischem Kohlenstoff und für die Freiland-Ammonium-Deposition. Für letztere mit Werten zwischen 5 und 16 kg ha⁻¹a⁻¹ werden im Immissionsbericht von Sachsen jährliche Depositionsmengen von 5 und 10 kg ha⁻¹a⁻¹ angegeben (LfULG 2009d). Da Nitrit im Wasser meist nur als Zwischenprodukt bei der Nitrifikation bzw. Denitrifikation auftritt (WORCH 1997), konnte es nur in geringfügigen Mengen (0,2 bis 0,3 kg ha⁻¹a⁻¹) gemessen werden. Die gemessene Sulfatdeposition mit 23 bis 27 kg ha⁻¹a⁻¹ liegt über dem sächsischen Mittel von 10 bis 20 kg ha⁻¹a⁻¹ (LfULG 2009d). Die Ursache kann in den 2008 häufig aufgetretenen südöstlichen Luftströmungen (Abbildung 40, Abschnitt 5.2.1) gesehen werden. BRÜGGEMANN ET AL. (2007) zeigten in ihrer Untersuchung auf, dass Feinstaub bei Anströmungsrichtungen aus Ost und Südost in Sachsen nach wie vor durch den Ferntransport von Heiz- und Kraftwerksemissionen aus dem Nordböhmisches Becken eine etwa doppelt so hohe mittlere Sulfatkonzentrationen aufwies, als bei westlichen Anströmrichtungen.

Der Sulfataustrag mit 121 kg ha⁻¹a⁻¹ ist viermal so groß wie die atmosphärische Deposition. Ein Teil des Sulfates kann geogenen Ursprungs sein, d.h. es wird über die Verwitterung des im Anstehenden enthaltenen Pyrits (Abschnitt 3.2) freigesetzt (vgl. KLEBER et al. 1998). Zum anderen wird das aus der Zeit vor 1990 durch sehr hohe Sulfateinträge von über 100 kg ha⁻¹a⁻¹ geschaffene Reservoir an anorganisch oder organisch gebundenem Sulfat sukzessive abgebaut und gelangt über das Sickerwasser in den Vorfluter (SMUL 2000, NEBE & ABIY 2002, DIDSZUN 2004, WUNDERLICH et al. 2006). Die gegenüber dem atmosphärischen Eintrag deutlich erhöhten Natrium, Magnesium- und Calciumausträge sind mit der Freisetzung durch die Feldspatverwitterung bzw. bei Magnesium und Calcium auch mit der Bodenschutzkalkung im August 2008 zu erklären. Der DOC-Austrag über die Quelle mit etwa 4 kg ha⁻¹a⁻¹ ist im Vergleich zu Ergebnissen anderer Studien im Erzgebirge (ARMBRUSTER et al. 2003, GRUNEWALD & SCHMIDT 2005) als gering einzustufen.

5.5.3 Bodenlösungs- und Quellwasseranalyse

Die chemische Zusammensetzung von Quellwässern wird von den geologischen Gegebenheiten des Aquifers, der Deckschichtenausbildung und -mächtigkeit, der Bestockung, der natürlichen atmosphärischen Deposition sowie den anthropogenen Belastungen beeinflusst. Die Bodenfestphase prägt über Wechselwirkungen mit dem infiltrierenden Niederschlagswasser den kurzfristigen Chemismus des Bodensickerwassers. Je höher der Anteil des oberflächennahen Abflusses am Gesamtabfluss in einem Einzugsgebiet ist, umso stärker wird die hydrochemische Zusammensetzung des Vorfluters durch die Böden beeinflusst. Je größer das Verhältnis des Basisabfluss am Gesamtabfluss ist, desto eher prägen die (Im-)Mobilisierungsprozesse im Gesteinskörper den Hydrochemismus. Abflusserhöhungen durch Niederschlags- bzw. Schneeschmelzereignisse können ferner durch die Zumischung von Wasser mit vorwiegend atmosphärisch geprägter chemischer Zusammensetzung eine deutliche Änderung der Inhaltsstoffe bewirken. (HÖLTING 1991, KÖRNER 1996, SOMMER 2002)

Demnach können durch die Analyse des Quellwassers unter Einbeziehung der Bodenlösungs- und Niederschlagszusammensetzung Ableitungen bezüglich der Fließwege und der Herkunft des Wassers getroffen werden (BIRON et al. 1999, SCHWARZE & BEUDERT 2009).

Der pH-Wert, die elektrische Leitfähigkeit (EC), die DOC- und die Ionenkonzentrationen des Quellwassers (Tabelle 25) sind mit den Ergebnissen von NEBE & ABIY (2002), die hydrochemische Analysen an 25 Gneisquellen im Osterzgebirge durchführten, vergleichbar. Sulfat ist mit rund 49 mg l^{-1} das dominierende Anion und Calcium mit rund 14 mg l^{-1} das Kationen mit der höchsten Konzentration im Quellwasser. Der pH-Wert ist mit 5,8 schwach sauer. Auch JORDAN & WEDER (1995) geben für die Quellen des erzgebirgischen kristallinen Festgesteins einen typischen pH-Wert um 6 an. Die hydrochemischen Eigenschaften des Quellwassers (Tabelle 25) sind bezüglich des pH-Wertes, der Kationen- und Anionenkonzentration sowie der Eisen- und Aluminiumkonzentration denen des Bodenwassers sehr ähnlich, allerdings liegen die Konzentrationen im Quellwasser meist geringfügig höher. Dies deutet darauf hin, dass der Hauptherkunftsraum des Quellwassers im oberflächennahen Untergrund, dabei aber möglicherweise im unteren Bereich, zu finden ist.

Tab. 25: Konzentration der Hauptinhaltsstoffe sowie pH- und Leitfähigkeitswerte des Niederschlags-, Boden- und Quellwassers des Untersuchungsgebietes (Median; Zeitraum vom 01.11.2007 bis 30.04.2009)

	pH	EC (μScm^{-1})	SO ₄ (mg l^{-1})	O-PO ₄ (mg l^{-1})	NO ₂ (mg l^{-1})	NO ₃ (mg l^{-1})	Cl (mg l^{-1})	Na (mg l^{-1})
Freiland-niederschlag	5,3	21,9	3,2	0,02	0,02	3,1	0,9	0,4
Bestandes-niederschlag	5,7	40,6	4,6	0,05	0,02	3,9	1,6	0,7
Boden-wasser	5,7	127,7	42,6	0,02	0,00	3,2	3,1	4,2
Quellwasser	5,8	153,6	49,3	0,05	0,00	4,9	3,2	4,8
	K (mg l^{-1})	Ca (mg l^{-1})	Mg (mg l^{-1})	NH ₃ (mg l^{-1})	Fe (mg l^{-1})	Al (mg l^{-1})	DOC (mg l^{-1})	
Freiland-niederschlag	0,3	0,3	0,1	0,65	0,03	0,2	3,0	
Bestandes-niederschlag	1,7	1,1	0,4	0,70	0,04	0,2	8,3	
Boden-wasser	1,2	10,5	3,2	0,00	0,03	0,4	6,3	
Quellwasser	1,3	14,2	3,9	0,00	0,03	0,3	1,5	

Eine Korrelationsanalyse zwischen der Zusammensetzung des Quellwassers und des Bodenwassers an den Saugkerzenstationen S1, S2 und S3 für den Zeitraum vom 01.11.2007 bis 30.04.2009 getrennt nach hydrochemischen Inhaltsstoffen und Bodentiefen (Tabelle 26) soll helfen, den Wasserherkunftsraum weiter einzugrenzen. Im quellnahen Bereich (S1 und S2) bestehen die stärksten Zusammenhänge ($r_R \geq 0,6$) zwischen der Zusammensetzung des Quellwassers und des Bodenwassers der Basislage in 135 bis 195 cm Tiefe. Dies betrifft vor allem die Inhaltsstoffe Sulfat, Natrium, Calcium, Magnesium und DOC.

Tab. 26: Rangkorrelationskoeffizienten und Signifikanz der Zusammenhänge zwischen Quellwasser- und Bodenwasser an den Saugkerzenstationen S1 bis S3 bezüglich ausgewählter hydrochemische Parameter und der elektrischen Leitfähigkeit in verschiedenen Bodentiefen (signifikante $r_R \geq 0,6$ hervorgehoben)

Tiefe (cm)	EC			SO ₄			NO ₃			Cl			DOC		
	r _R	p	n	r _R	r _R	p	n	p	n	r _R	p	n	r _R	p	n
S1 20	-0,04	0,881	17	0,08	0,748	18	0,56	0,013	19	-0,19	0,430	19	-0,55	0,041	14
60	0,49	0,019	23	0,85	0,000	24	0,46	0,023	24	0,60	0,002	24	0,25	0,269	22
135	0,51	0,004	30	0,91	0,000	30	0,55	0,002	30	0,43	0,017	30	0,66	0,000	29
195	0,38	0,037	31	0,88	0,000	30	0,65	0,000	31	0,60	0,000	31	0,75	0,000	31
S2 40	0,02	0,960	10	0,52	0,102	11	-0,09	0,762	13	0,43	0,147	13	-	-	2
60	0,29	0,281	16	0,54	0,030	16	-0,49	0,044	17	0,60	0,010	17	0,32	0,270	14
140	0,70	0,005	14	0,39	0,174	14	0,09	0,753	14	0,85	0,000	14	-0,24	0,934	14
250	-0,36	0,272	11	0,39	0,235	11	0,57	0,067	11	0,01	0,979	11	-0,09	0,790	11
S3 30	0,64	0,002	21	0,75	0,000	21	0,05	0,832	21	0,06	0,797	21	-0,30	0,218	19
60	0,16	0,364	34	0,34	0,046	34	0,66	0,000	34	0,29	0,096	35	0,10	0,601	32
105	0,32	0,077	32	0,48	0,007	31	0,32	0,084	31	0,28	0,130	31	-0,18	0,335	30
230	-0,09	0,710	19	-0,15	0,519	20	0,38	0,103	17	0,26	0,277	20	0,18	0,455	19
Tiefe (cm)	Na			K			Ca			Mg			Al		
	r _R	p	n	r _R	p	n	r _R	p	n	r _R	p	n	r _R	p	n
S1 20	0,20	0,428	18	0,06	0,816	18	-0,17	0,505	18	0,08	0,748	18	0,54	0,266	6
60	0,70	0,000	24	0,60	0,002	24	0,55	0,005	24	0,85	0,000	24	0,02	0,960	10
135	0,86	0,000	30	0,76	0,000	30	0,79	0,000	30	0,91	0,000	30	0,71	0,005	14
195	0,68	0,000	31	0,46	0,009	31	0,79	0,000	31	0,88	0,000	30	-0,16	0,590	13
S2 40	0,22	0,518	11	0,15	0,658	11	0,29	0,385	11	0,52	0,102	11	-	-	1
60	0,54	0,032	16	0,35	0,180	16	0,57	0,021	16	0,54	0,030	16	-0,50	0,39	5
140	0,59	0,027	14	0,43	0,126	14	0,42	0,131	14	0,39	0,174	14	-	-	2
250	0,31	0,355	11	-0,17	0,620	11	-0,24	0,484	11	0,39	0,235	11	0,60	0,285	5
S3 30	0,24	0,296	21	0,24	0,302	21	0,69	0,001	21	0,43	0,054	21	-0,26	0,623	6
60	0,13	0,466	34	0,24	0,180	33	0,46	0,005	35	0,78	0,000	35	0,76	0,002	14
105	0,42	0,019	30	0,71	0,000	29	0,72	0,000	31	0,65	0,000	31	0,62	0,006	18
230	0,34	0,150	19	-0,05	0,836	19	0,11	0,663	19	0,39	0,099	19	0,36	0,385	8

Das quellnahe Bodenwasser in 60 cm Tiefe besitzt bei Sulfat, Chlorid, Natrium, Kalium und Magnesium einen starken Zusammenhang zum Quellwasser. In der quellnahen Hauptlage ist dagegen nur bei Nitrat und Aluminium mit einem Rangkorrelationskoeffizienten zwischen 0,54 und 0,56 ein mittlerer Zusammenhang zum Quellwasser abzuleiten, bei allen anderen Inhaltsstoffen und der elektrischen Leitfähigkeit unterscheiden sich Quell- und Bodenwasser dagegen deutlich. Werden die Ergebnisse der hangaufwärts gelegenen Station S3 betrachtet, dann zeigen sich die höchsten Rangkorrelationskoeffizienten bei Sulfat, Nitrat, Kalium, Calcium, Magnesium und Aluminium zwischen dem Quellwasser und dem Bodenwasser der Haupt-, Mittel- und oberen Basislage in 30 bis 105 cm Tiefe. Die chemische Zusammensetzung des Bodenwassers der unteren Basislage im Hangbereich weicht meist deutlich von den Quellwassereigenschaften ab.

Nachfolgend wird untersucht, ob sich während Niederschlag-Abfluss-Ereignissen die hydrochemische Zusammensetzung im Quell- und/oder Bodenwasser veränderte und ob darüber Aussagen zu den Fließwegen des Wassers abgeleitet werden können. Es werden sowohl die Sulfat-, als auch die Calcium- und Magnesiumkonzentration des Boden- und Quellwassers ausgewertet, da der Konzentrationsunterschied bei diesen hydrochemischen Parameter zwischen dem (Bestandes-)Niederschlagswasser und dem Boden- bzw. Quellwasser mit einem Verhältnis von etwa 1 : 10 (Tabelle 25) einen guten Kontrast zwischen Ereignis- und Vorereigniswasser liefern kann. In der Bodenfestphase (Tabelle 13, Abschnitt 5.1.2) ist Calcium in Haupt-, Mittel- und Basislage in etwa gleicher Konzentration enthalten. Der Magnesiumgehalt nimmt von der Haupt- über die Mittel- bis hin zur Basislage leicht zu. Zum Sulfatgehalt liegen keine Analyseergebnisse vor. WUNDERLICH et al. (2006) ermittelten auf forstlichen Dauerbeobachtungsflächen in Sachsen, dass die höchsten Gehalte wasserlöslichen Sulfats in 40 bis 80 cm Tiefe vorliegen und der Anteil des mobilisierbaren Sulfats am festgebundenen vom Ober- zum Unterboden hin abnimmt.

Die Analyse der hydrochemischen Parameter erfolgt im Zeitabschnitt vom 30.09.2008 bis 27.01.2009, in dem drei der bereits dargestellten Niederschlag-Abfluss-Ereignisse (B-1, B-2 und C-1, Abschnitt 5.4) liegen. Aufgrund sehr lückenhafter Daten der Saugkerzenstationen S2 und S3 kann sie jedoch nur für die an der quellnahen Station S1 ermittelten Werte durchgeführt werden. Zwischen dem 30.09. und 21.10.2008 fielen nur vereinzelte und nicht abflussrelevante Niederschläge (Abbildung 67). Die Magnesium-, Calcium- und Sulfatkonzentrationen im Quell- und Bodenwasser (S1) blieben in dieser Zeit relativ konstant auf einem vergleichsweise hohen Niveau (Mg: 4,4 - 4,6 mg l⁻¹, Ca: 13,8 - 14,9 mg l⁻¹, SO₄: 48 - 49 mg l⁻¹). Nachdem zwischen dem 27.10. und 31.10.2008 (Niederschlag-Abfluss-Ereignis B-1) rund 82 mm Niederschlag fielen, konnte bei der Beprobung am 04.11.2008 im Bodenwasser der quellnächsten Station, vor allem in 60 bis 135 cm Tiefe, eine Verminderung der Konzentrationswerte festgestellt werden. In 60 cm Tiefe wurden mit jeweils um 14 % geringeren Werten (Mg: 3,8 mg l⁻¹, Ca: 12,2 mg l⁻¹, SO₄: 41,8 mg l⁻¹) die stärksten Abnahmen verzeichnet. Auch das Quellwasser wies eine geringere Konzentration sowohl bei Sulfat, als auch bei Calcium und Magnesium gegenüber den vorherigen Beprobungen auf (Mg: 4,2 mg l⁻¹, Ca: 13,7 mg l⁻¹, SO₄: 44,6 mg l⁻¹). Eine Verdünnung durch das Ereigniswasser ist in der quellnahen Basislage und im Quellwasser erkennbar.

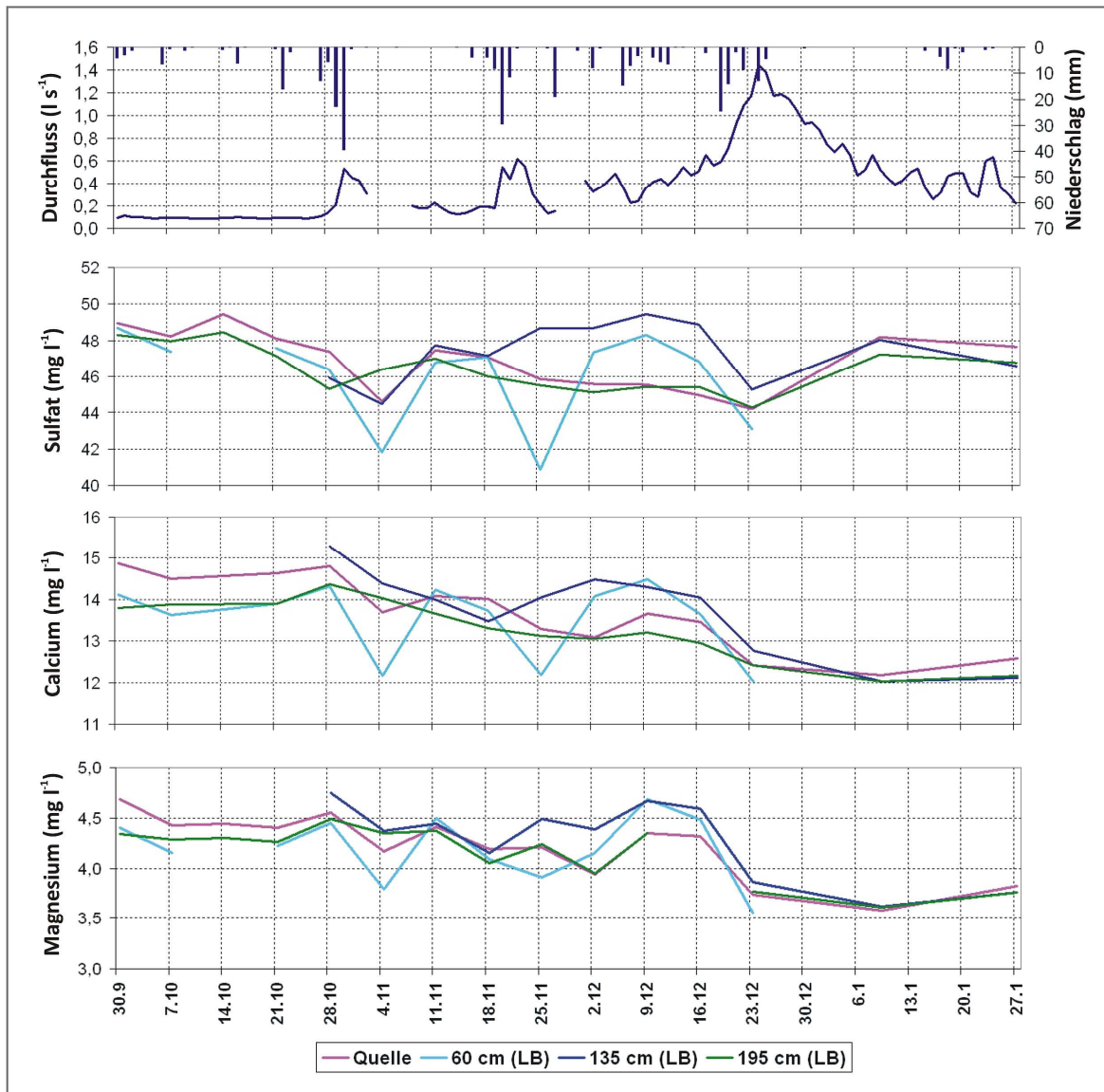


Abb. 67: Sulfat-, Calcium- und Magnesiumkonzentrationsverlauf des Bodenwassers an der Saugkerzenstation S1 und des Quellwassers sowie Quellschüttungsganglinie für den Zeitraum vom 30.09.2008 bis 27.01.2009

Die hydrochemische Zusammensetzung des Bodenwassers der quellnahen Basislage in 135 cm Tiefe zeigte im Bezug zu den drei dargestellten Stoffen die beste Übereinstimmung mit dem Quellwasser. In der darauffolgenden Woche mit zu vernachlässigendem Niederschlag (0,4 mm) kam es sowohl im Quell- als auch im Bodenwasser der meisten Tiefen zu einer Erhöhung der Sulfat-, Calcium- und Magnesiumkonzentrationen (Mg: 4,4 - 4,5 mg l⁻¹, Ca: 13,7 - 14,2 mg l⁻¹, SO₄: 46,8 - 47,7 mg l⁻¹). Demzufolge gelangte Wasser mit längerer Verweilzeit zum Vorfluter.

Das Niederschlag-Abfluss-Ereignis B-2 mit rund 55 mm Niederschlag wurde am 18.11.2008 direkt davor und am 25.11.2008, nachdem der Durchfluss wieder sein Ausgangsniveau erreichte, hydrochemisch beprobt. Die Bodenlösung aus 60 cm Tiefe und das Quellwasser wiesen am 25.11.2008 bei allen drei Inhaltsstoffen, mit Ausnahme der Magnesiumkonzentration der Quelle die etwa gleich blieb, geringere Werte als am 18.11.2008 auf. Eine Verdünnung der oberflächennahen Bodenlösung und des Quellwassers durch Ereigniswasser wird, wie auch bei Ereignis B-1, deutlich.

Das Bodenwasser aus 135 cm Tiefe wies bei Calcium und Magnesium ähnliche Werte wie bei Ereignis B-1 auf, die Sulfatkonzentration mit einem Wert von $48,7 \text{ mg l}^{-1}$ erhöhte sich stattdessen deutlich. Da Sulfat überwiegend im Oberboden in mobilisierbarer Form vorliegt, kann angenommen werden, dass sich durch die erhöhte Vorfeuchte vor dem Ereignis bereits zunehmend Sulfat in der Bodenlösung des oberflächennahen Untergrundes des Einzugsgebietes anreicherte. Während des Ereignisses gelangte dieses Vorereigniswasser dann als Zwischenabfluss bis zur quellnahen Basislage (in 135 cm Tiefe) und zum Vorfluter. Zum Zeitpunkt der Entnahme des Quellwassers am 25.11.2008 war der Anteil des Vorereigniswassers dort vermutlich nicht mehr so hoch, so dass in dieser Terminprobe, im Gegensatz zur wöchentlichen Mischwasserprobe der Bodenlösung aus 135 cm Tiefe, keine Sulfatkonzentrationserhöhung gemessen werden konnte.

Das Niederschlag-Abfluss-Ereignis C-1 zwischen dem 19.12.2008 und 05.01.2009 mit einem Gesamtniederschlag von rund 68 mm wurde sowohl davor (16.12.2008), kurz vor Erreichen des Scheiteldurchfluss (23.12.2008) als auch nach Ende (09.01.2009) hydrochemisch beprobt. Die Ionenkonzentrationen im Quell- und Bodenwasser nahmen bei diesem Ereignis zwischen dem 16.12. und 23.12.2008 um 13 bis 20 % bei Magnesium, 4 bis 12 % bei Calcium und 2 bis 8 % bei Sulfat ab. Im Bodenwasser aus 60 cm Tiefe wurden erneut die geringsten Ionenkonzentrationen gemessen (Mg: $3,6 \text{ mg l}^{-1}$, Ca: $12,0 \text{ mg l}^{-1}$, SO_4 : $43,1 \text{ mg l}^{-1}$). Das Bodenwasser aus 135 und 195 cm Tiefe und das Quellwasser besaßen sowohl bei der Sulfat-, als auch bei der Calcium- und Magnesiumkonzentration sehr ähnlich niedrige Werte (Mg: $3,7 - 3,9 \text{ mg l}^{-1}$, Ca: $12,4 - 12,8 \text{ mg l}^{-1}$, SO_4 : $44,2 - 45,3 \text{ mg l}^{-1}$). Die geringen Konzentrationsunterschiede im Boden- und Quellwasser sind vermutlich darauf zurückzuführen, dass, wie in Abschnitt 5.4.4 angenommen, durch die laterale Zufuhr von Hangwasser das lokale quellnahe Grundwasser bis in die obere Basislage anstieg. Parallel dazu infiltrierte aber weiterhin Niederschlagswasser und so fand eine Vermischung von Ereignis- und Vorereigniswasser statt. Am 09.01.2009 zeigten sich im Boden- und Quellwasser weiterhin niedrige Kationenkonzentrationen, aber dem gegenüber eine deutliche Zunahme der Sulfatkonzentrationen. Auch LORZ (1999) fand im Einzugsgebiet der Kleinen Pyra (Westerzgebirge) heraus, dass sich mit steigender Abflussmenge der Gesamtlösungsinhalt des Vorfluters vor allem bei den geogenen Komponenten, wie Calcium und Magnesium verringerte, demgegenüber aber der Sulfatgehalt anstieg. Diese Erhöhung erklärt der Autor mit einer Mobilisierung des Sulfats im Oberboden und dem Transport als *Interflow* in Richtung Vorfluter.

Daraus kann gefolgert werden, dass auch bei Niederschlag-Abfluss-Ereignis C-1 Zwischenabfluss die dominierende Abflusskomponente war, die das lokale quellnahe Grundwasser füllte und die Quellschüttung erhöhte. Parallel dazu führte das quellnah infiltrierende Ereigniswasser zu einer unmittelbaren und kurzzeitigen Verringerung der Sulfatkonzentration in Boden- und Quellwasser, wie es auch von DIDSZUN (2004) im Einzugsgebiet des Rotherdbachs (Osterzgebirge) beobachtet werden konnte. Nach Niederschlagsende erhöhte sich durch die anhaltende Zufuhr von oberflächennahem Hangwasser die Sulfatkonzentration sowohl in der quellnahen Basislage als auch im Quellwasser.

Für den Zeitraum vom 30.09.2008 bis 27.01.2009 kann für die Calcium- und Magnesiumkonzentration des Quellwassers und den Durchfluss eine Konzentrations-Durchfluss-Beziehung in Form einer Potenzfunktion abgeleitet werden (Abbildung 68), d.h. mit ansteigender Quellschüttung verringerte sich der Lösungsinhalt der geogenen Komponenten. Die Bestimmtheitsmaße mit $R^2 = 0,53$ bzw. $0,68$ zeigen jedoch, dass es sich dabei nur um einen mittelguten Zusammenhang handelt. Auch WENNINGER et al. (2004) konnten bei Untersuchungen im Schwarzwald abnehmende Calcium- und Magnesiumkonzentrationen bei zunehmendem Durchfluss beobachten.

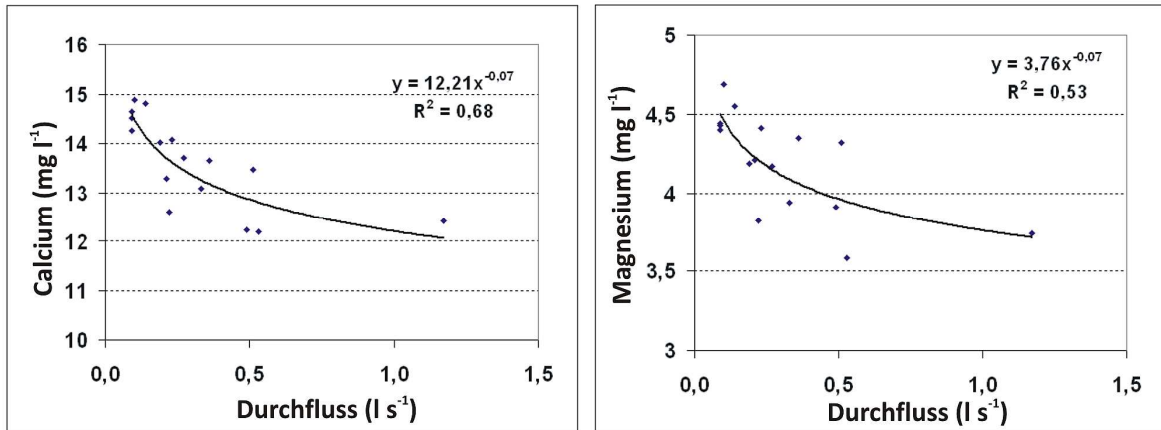


Abb. 68: Zusammenhang zwischen dem Durchfluss und der Calcium- und Magnesiumkonzentration des Quellwassers für den Zeitraum vom 30.09.2008 bis 27.01.2009

5.5.4 Ableitungen aus der Boden- und Quellwassertemperatur

Der Temperaturverlauf einer Quelle erlaubt Rückschlüsse auf die Verweildauer des Wassers sowie die Tiefe des Grundwasserleiters und wird vorwiegend durch die Mächtigkeit der Aquiferüberdeckung und den Wasserumsatz beeinflusst (KÖRNER 1996, CASPER 2002).

Die Temperatur der untersuchten Quelle (Abbildung 69a) besaß im Zeitraum zwischen November 2007 und Mai 2009 einen sinusförmigen Jahresgang, der der Lufttemperatur (Abbildung 69b) mit starker Dämpfung und einem zeitlichen Versatz von etwa einem halben bis einen Monat folgte. Nach KÖRNER (1996) und UCHIDA ET AL. (2003) ist aufgrund des Jahresgangs mit kurzer Phasenverschiebung darauf zu schließen, dass der Wasserkunftsraum im oberflächennahen Untergrund liegen muss.

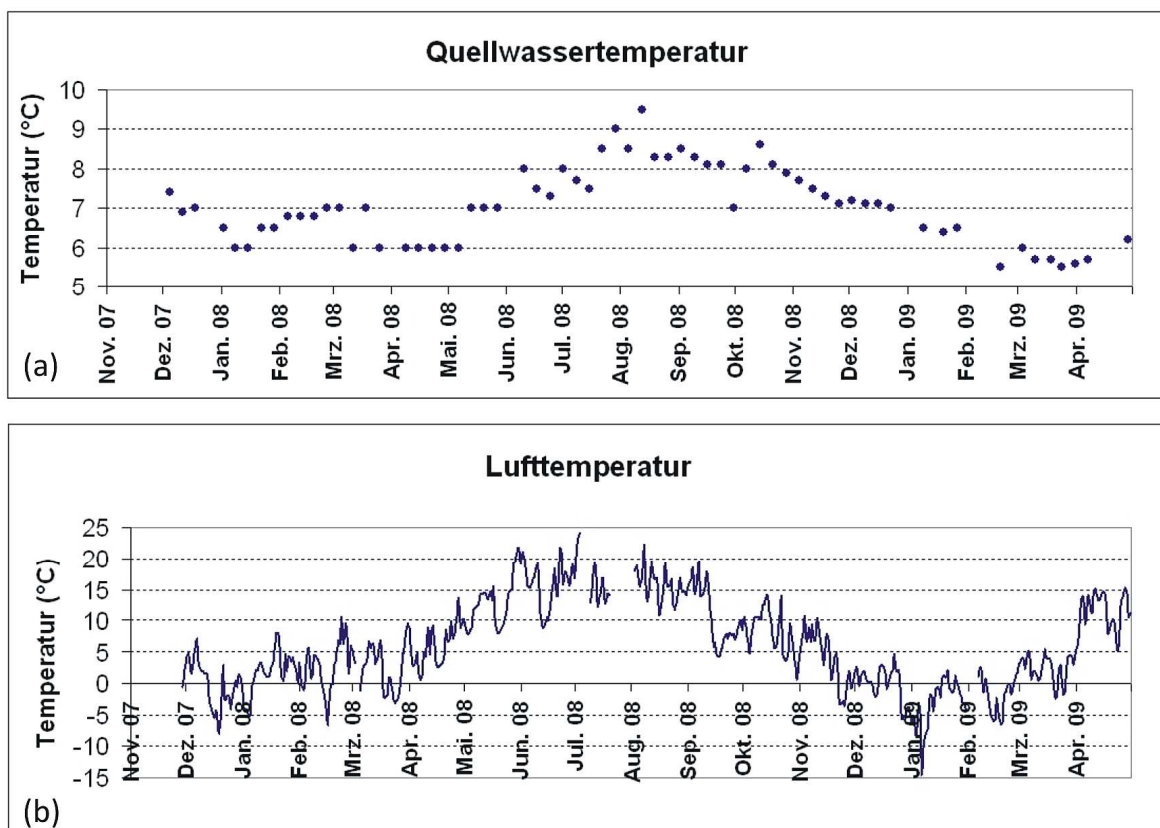


Abb. 69: Quellwasser- (a) und Lufttemperatur (b) für den Zeitraum von November 2007 bis Mai 2009

Das Temperaturminimum lag bei 5,5 °C (19.02.2009), die höchste Quellwassertemperatur mit 9,5 °C wurde am 12.08.2008 gemessen. Für das Jahr 2008 betrug das Jahresmittel der Quelltemperatur 7,3 °C. Die Amplitude von vier Kelvin ist damit vergleichsweise gering und ist vermutlich, wie von BEIERKUHNLEIN (1994) beschrieben, auf den im Winter durch Bodeneis bzw. die Schneedecke und im Sommer durch verstärkte Evaporation reduzierten Bodenwärmestrom zurückzuführen.

Die Gegenüberstellung der Tagesmittel der Bodentemperatur für die quellnächste Station D1a zusammen mit der Quelltemperatur in Abbildung 70 zeigt, dass der Temperaturverlauf in der Basislage in 230 cm Tiefe mit dem der Quelle am besten übereinstimmt ($r_p = 0,89$, $p < 0,001$, $n = 59$). Da keine Informationen über die Bodentemperaturen aus tieferen Bereichen vorliegen, kann nicht überprüft werden, ob ein engerer Zusammenhang mit den Temperaturen unter 230 cm unter GOK besteht.

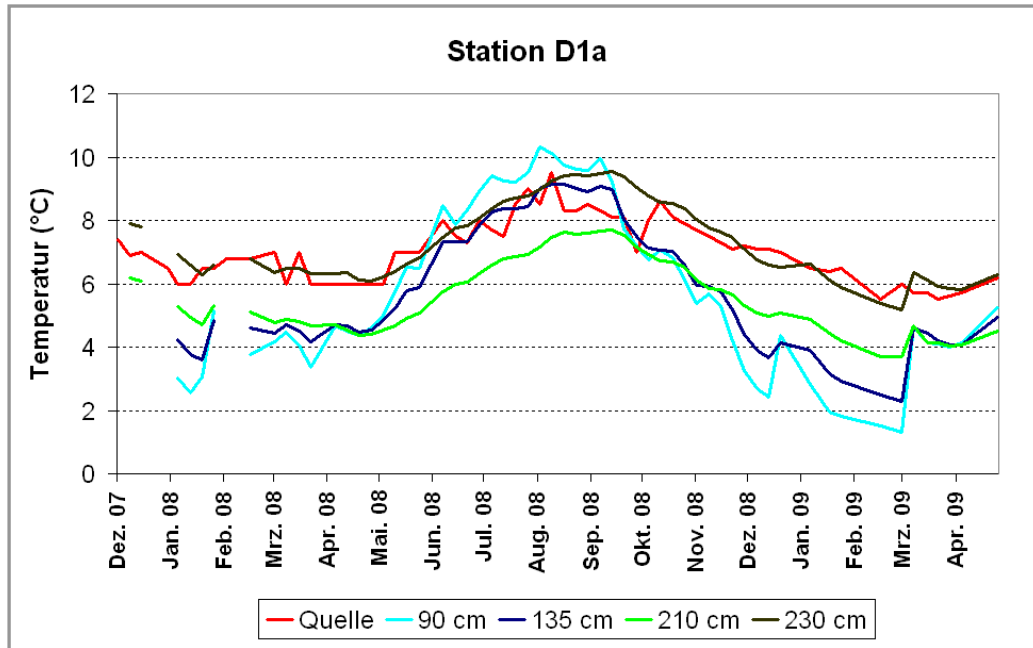


Abb. 70: Tagesmittel der Quell- und Bodentemperaturen (quellnahe Tensiometerstation D1a) für den Zeitraum von Dezember 2007 bis Mai 2009

Nach TABAGGH et al. (1999) sowie KOO & KIM (2008) haben Wasserflüsse im Boden einen eindeutigen und nicht vernachlässigbaren Einfluss auf die Bodentemperatur. KÖRNER (1996) beobachtete in seiner Studie, dass Schmelzwasser zu Temperaturerniedrigung und Niederschlagswasser zu Bodentemperaturerhöhungen führen kann. Im Folgenden wird geprüft, ob dies im Untersuchungsgebiet und -zeitraum beobachtet werden konnte. Das Wasser ist als Signal in den Bodentemperaturdaten jedoch nur erkennbar, wenn es eine markant höhere oder aber niedrigere Temperatur als der Boden hat (BIRKINSHAW & WEBB 2010) oder wenn der Temperaturunterschied zwischen tiefem und oberflächennahem Boden hoch genug ist, um Tiefen- von Oberflächenwasser zu unterscheiden (UCHIDA et al. 2002). Gleichzeitig darf sich jedoch die Lufttemperatur nicht wesentlich ändern, da sonst durch eine Überlagerung der Einflussgrößen keine eindeutigen Ableitungen möglich sind.

Die in Abschnitt 5.4.2 untersuchten sommerlichen Niederschlag-Abfluss-Ereignisse A-1 und A-2 sind unter diesem Aspekt nicht auswertbar (Abbildungen A17, A18 im Anhang). Hier beeinflusst der Lufttemperaturgang die Bodentemperatur gegenüber dem Niederschlagswasser stärker. Es ist kein eindeutiges Signal des infiltrierenden Wassers erkennbar. Auch bei den Ereignissen B-1 und B-2 (Abbildungen A19, A20 im Anhang) ist der Temperaturkontrast zwischen dem Boden und dem Niederschlagswasser zu gering. Zudem werden die Zeiträume durch eine deutliche Lufttemperaturabnahme überprägt.

Während des Niederschlag-Abfluss-Ereignisses C-1 im Dezember 2008 traten hingegen Bodentemperaturänderungen auf, die sich nicht allein durch den Lufttemperaturgang erklären lassen. Die Bodentemperatur lag an der Tensiometerstation D1a vor Ereignisbeginn oberflächennah bei 0,5 bis 1 °C, in den tiefsten gemessenen Tiefen bei 6 bis 7 °C (Abbildung 71). Die Tagesmitteltemperatur der Luft schwankte anfangs zwischen 4,6 ° und -2,1 °C und sank ab dem 26.12.2008 sukzessive auf bis zu -6,4 °C. Die Quellwassertemperatur mit 7 °C am 23.12.2008 entsprach annähernd der Temperatur in 230 cm Tiefe.

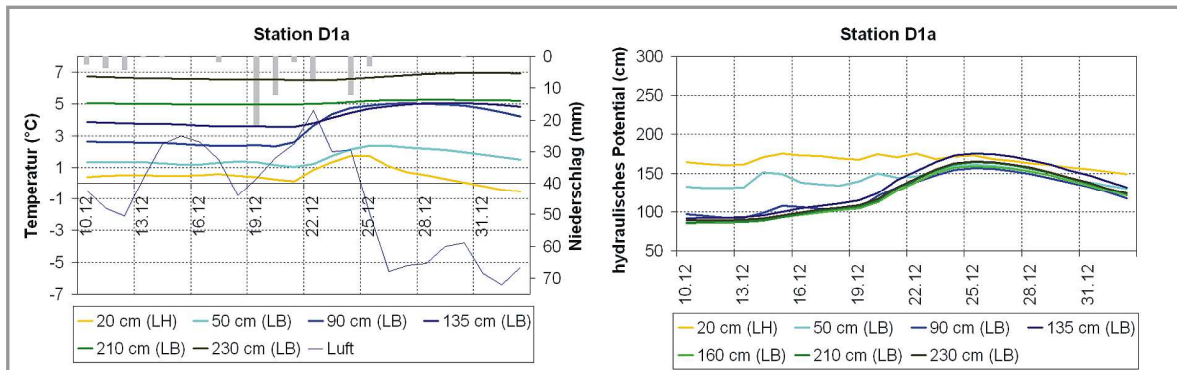


Abb. 71: Luft- und Bodentemperaturganglinie sowie Verlauf der hydraulischen Potentiale an Station D1a für den Zeitraum vom 10.12. bis 31.12.2008

Am 22.12.2008 begann die Bodentemperatur in 20 bis 135 cm Tiefe zu steigen. Die Erhöhung in 20 cm unter GOK von 0,1 °C auf 1,7 °C kann als verzögerte Reaktion auf den Lufttemperaturanstieg vom 19.12. bis 22.12.2008 gesehen werden. Die Temperaturzunahme in 90 cm Tiefe von 2,4 °C auf 5,0 °C innerhalb von sechs Tagen bzw. in 135 cm Tiefe von 3,6 °C auf 5,1 °C innerhalb von acht Tagen kann damit jedoch nicht erklärt werden. Eine ähnliche, wenngleich nicht so deutlich ausgeprägte Temperaturerhöhung war auch an den Stationen D1b und H4b zu beobachten (Abbildungen A21, A22 im Anhang). Eine derartig starke Erwärmung in Tiefen zwischen 90 und 170 cm innerhalb weniger Tage kann nur aus der Zufuhr wärmeren Wassers resultieren. Da sich in diesem Zeitraum die Saugspannung um etwa 50 bis 150 hPa änderte, kann der temperaturabhängige Messfehler der Tensiometer vernachlässigt werden. Die Annahme, dass während des Niederschlag-Abfluss-Ereignisses C-1 Wasser aus der Basislage in die hangenden Schichten aufstieg, die aus der Interpretation der hydraulischen Potentiale in Abschnitt 5.4.4 getroffen wurde, kann demzufolge durch den Bodentemperaturverlauf bestätigt werden.

Innerhalb des Niederschlag-Abfluss-Ereignisses C-2 im Februar / März 2009, welches durch die Schneeschmelze ausgelöst wurde, konnten ebenfalls deutliche Temperaturerhöhungen zwischen 20 und 230 cm Tiefe an den Stationen D1a, D1b, D2a, D2b, H4a und H4b registriert werden (Abbildung 72 sowie Abbildungen A23, A24 im Anhang). Exemplarisch wird nachfolgend der Temperaturverlauf an Station D1a vorgestellt. Die Bodentemperatur lag am 20.02.2009 im Oberboden bei circa 0 °C bis -1 °C und bei rund 5,5 °C in der tiefsten gemessenen Tiefe (230 cm). Am 19.02.2009 besaß die Quelle ebenfalls eine Temperatur von 5,5 °C. Vor Einsetzen der Schneeschmelze herrschten Lufttemperaturen knapp unter dem Gefrierpunkt.

Ab dem 26.02.2009 bis Mitte März lag die Tagesmitteltemperatur dann durchgängig über 0 °C. Zu sehen ist, dass nahezu parallel zur Erhöhung der hydraulischen Potentiale die Bodentemperatur in allen Messtiefen ab dem 04.03.2009 zu steigen begann. In 90 cm Tiefe ging zum Beispiel innerhalb von sechs Tagen eine Temperaturerhöhung von 1,2 ° auf 4,6 °C, in 135 cm innerhalb von 8 Tagen von 2,3 °C auf 4,7 °C vorstatten. Wie auch bei dem Ereignis im Dezember 2008 können diese markanten Bodentemperaturerhöhungen innerhalb weniger Tage mit dem Aufsteigen wärmeren Wassers in darüberliegende Schichten erklärt werden.

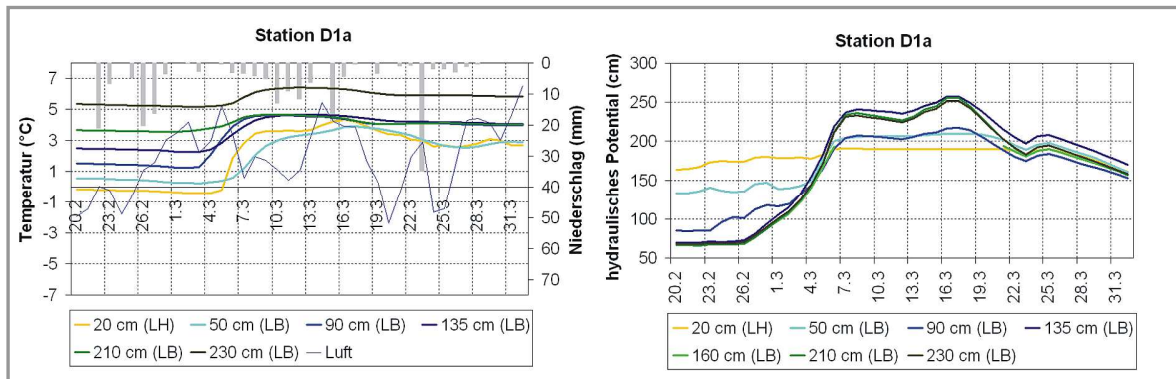


Abb. 72: Luft- und Bodentemperaturganglinie sowie Verlauf der hydraulischen Potentiale an Station D1a für den Zeitraum vom 20.02. bis 31.03.2009

An den Hangstationen H1a / H1b bis H3a / H3b (Abbildung 73, Abbildung A24 im Anhang) wurde dagegen in den meisten Tiefen keine Erwärmung, sondern eine leichte Abkühlung gemessen.

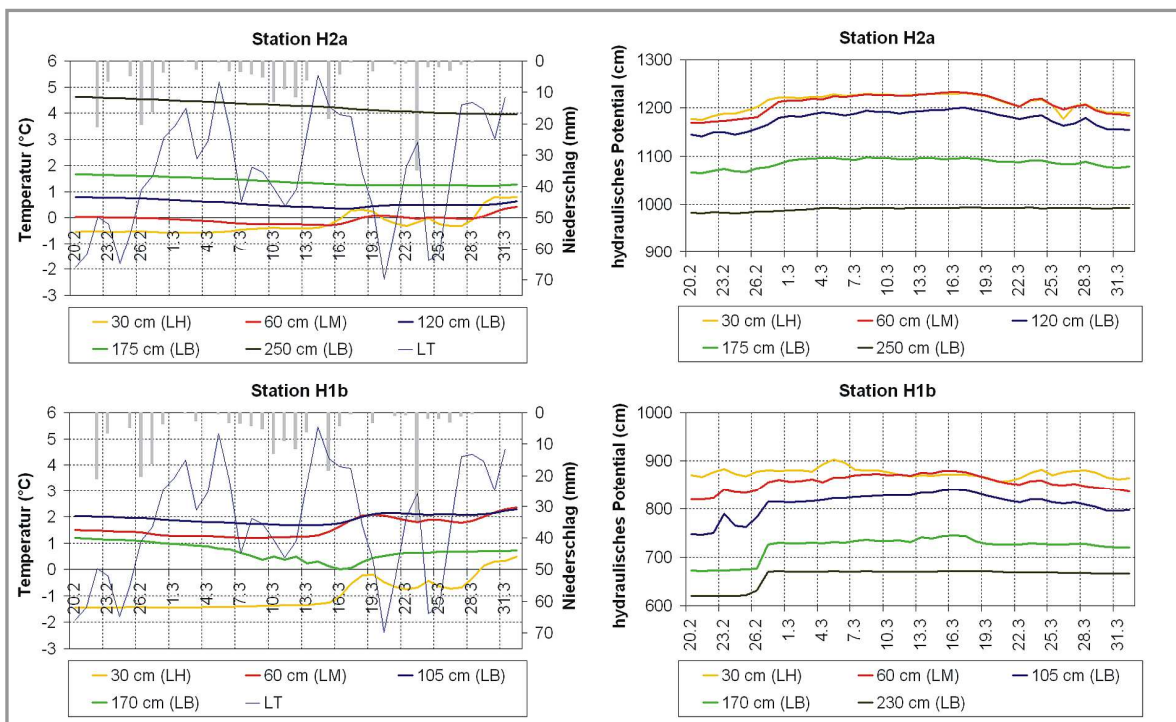


Abb. 73: Luft- und Bodentemperaturganglinie sowie Verlauf der hydraulischen Potentiale an den Stationen H2a und H1b für den Zeitraum vom 20.02. bis 31.03.2009

Obwohl die Lufttemperatur ab dem 26.02.2009 durchweg über 0 °C lag, ist beispielsweise an den Stationen H1b und H2a in Mittel- und oberer Basislage in 60 und 170 cm Tiefe zwischen dem 01.03. und 16.03.2009 eine leichte wellenförmige Temperaturabnahme zu sehen. In dieser Zeitspanne lagen die höchsten hydraulischen Potentiale vor. Als mögliche Ursache kommt zum einen die Trägheit des Bodenwärmestroms in Frage. Andererseits könnte aber auch das infiltrierende Schmelzwasser zu einer derartigen Temperaturabnahme geführt haben. Die Daten können nicht eindeutig interpretiert werden, zeigen aber, dass nur an den quellnahen Stationen und an H4a und H4b eine Erwärmung durch aus der Tiefe aufsteigendes Wasser von staten ging.

5.5.5 Zusammenfassung

Aus den Analysen der hydrochemischen Parameter und des Temperaturverlaufes können die nachfolgenden Ergebnisse zusammengefasst werden.

Das Quellwasser ist in seiner mittleren chemischen Zusammensetzung dem Bodenwasser des Untersuchungsgebietes sehr ähnlich. Zudem besitzt der Jahresverlauf der Quellwassertemperatur gegenüber der Lufttemperatur eine relativ kurze Phasenverschiebung. Beides deutet auf einen oberflächennahen Wasserherkunftsraum hin.

Die größten Übereinstimmungen bezüglich der hydrochemischen Eigenschaften des Quellwassers bestehen mit dem Bodenwasser aus der quellnahen Basislage in 135 bis 195 cm Tiefe. Im Hangbereich ist es das Bodenwasser aus Mittel- und oberen Basislage in 60 und 105 cm Tiefe, das am besten mit der Quellwasserzusammensetzung korreliert. Zwischen der Bodentemperatur der quellnahen Basislage in 230 cm und der Quellwassertemperatur besteht ein signifikanter Zusammenhang. Diese Ergebnisse deuten darauf hin, dass der Wasserherkunftsraum am Hang in der Mittel- und oberen Basislage und quellnah in der tieferen Basislage liegt.

Die ereignisbezogene Auswertung der hydrochemischen Daten verdeutlicht zum einen, dass Niederschläge zu einer Verdünnung der chemischen Zusammensetzung des Quellwassers und Bodenwassers der quellnahen Basislage führten. Dies stützt die Annahme des oberflächennahen Wasserherkunftsraumes und zeigt auf, dass infiltrierendes Niederschlagswasser innerhalb kürzester Zeit abflusswirksam wurde. Zum anderen wurden nach Ende der Niederschläge und Erreichen der Scheiteldurchflüsse erhöhte Sulfatkonzentrationen in der Bodenlösung der Basislage gemessen. Diese lassen darauf schließen, dass Zwischenabfluss dominierte.

Die quellnah beobachteten Bodentemperaturerhöhungen sowie die sehr ähnlichen Ionenkonzentrationen der Bodenlösung verschiedener Tiefen während der Ereignisse mit hoher Bodenfeuchte geben Hinweise darauf, dass es zu Wasseraufstiegen und einer Durchmischung von Ereignis- und Vorereigniswasser innerhalb der quellnahen Basislage kam.

5.6 FÄRBEVERSUCHE

5.6.1 Färbeversuch mit Doppelring-Infiltrometer

Im Folgenden werden die Ergebnisse des Doppelring-Infiltrometersversuches mit *Brilliant Blue* bezüglich der kleinräumigen Fließwege des Wassers betrachtet. Im eingefärbten Dreischichtprofil (Abbildung 74) wird deutlich, dass sich der Farbtracer in der Hauptlage gleichmäßig unterhalb des Innenrings in vertikaler Richtung ausbreitete. In der Mittellage verteilte sich das mit *Brilliant Blue* gefärbte Wasser sowohl hangab- als auch hangaufwärts in zu den Schichtgrenzen paralleler Richtung. Dies deutet auf wasserstauende Eigenschaften der liegenden Basislage hin, die selbst nur an wenigen Stellen gefärbt war. Dieses Farbverteilungsmuster ist damit zu interpretieren, dass die Basislage aufgrund ihrer hohen Lagerungsdichte das Wasser anstaute, so dass es sich in der Mittellage vorwiegend in lateraler Richtung ausbreitete. An einigen wasserdurchlässigeren, d.h. weniger dicht gelagerten, Bereichen gelangte Wasser in die Basislage.

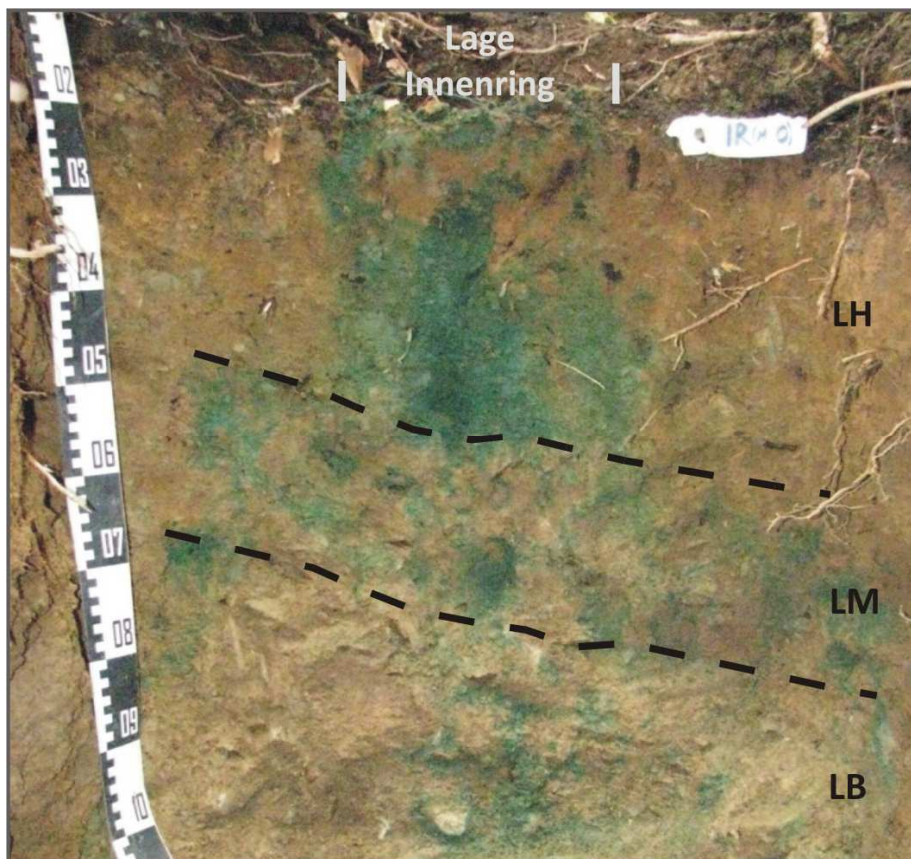


Abb. 74: Mit Brilliant Blue markiertes Dreischichtprofil nach Färbeversuch mit Doppelring-Infiltrometer (LH...Hauptlage, LM...Mittellage, LB...Basislage)
(Foto: R. HÜBNER)

5.6.2 Färbeversuche mit Beregnungsanlage

Die Farbmuster des Dreischichtprofils der im Juni 2011 beregneten Fläche (Abbildung 75) unterscheiden sich deutlich von dem des in Abschnitt 5.6.1 beschriebenen Versuchs. In der Hauptlage zeigen sich über einen Großteil der Fläche verteilte finger- und wolkenförmig gefärbte Bereiche, die meist entlang von Wurzelbahnen und Steinen verlaufen. Dies deutet darauf hin, dass das Wasser dominant über präferentielle Fließwege transportiert wurde. Allerdings sind die Ränder der gefärbten Bereiche meist nicht scharf abgegrenzt, sondern verlaufen diffus und die Farbtintensität nimmt ab. Demnach ist nach WEILER & FLÜHLER (2004) davon auszugehen, dass Matrixfluss von den bevorzugten Fließwegen in die umgebende Bodenmatrix stattfand (DÖHLER 2011).

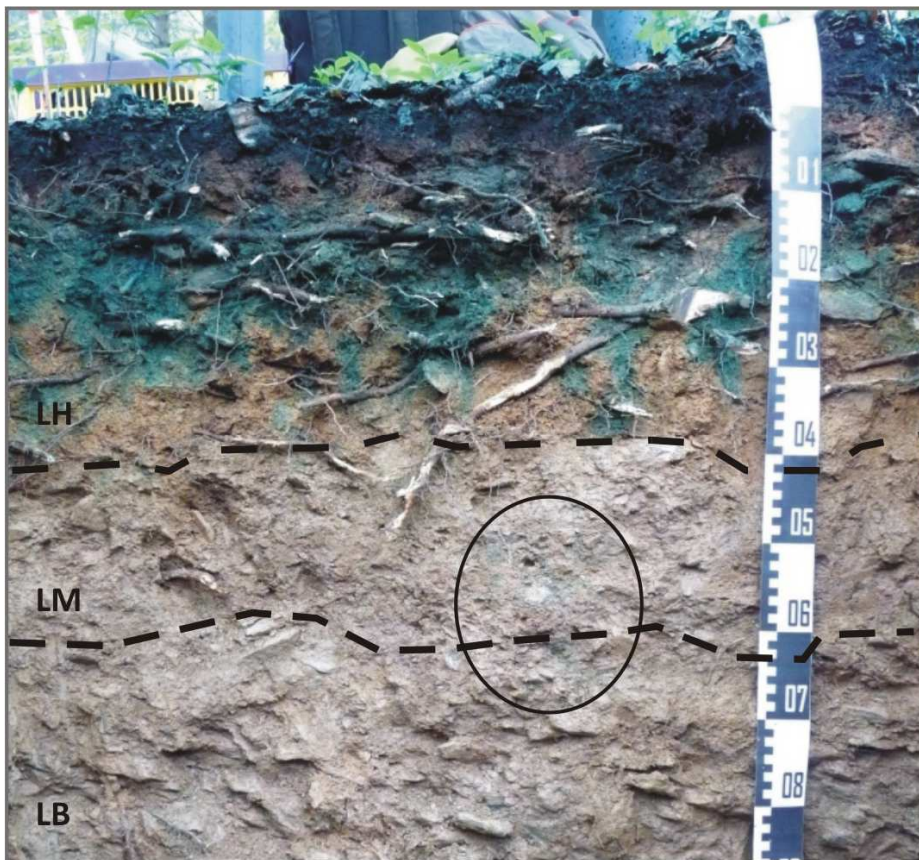


Abb. 75: Mit Brilliant Blue markiertes Dreischichtprofil nach Färbeversuch mit Beregnungsanlage am 01.06.2011; schwarzes Oval: leichte Verfärbungen in Mittel- und Basislage (LH...Hauptlage, LM...Mittellage, LB...Basislage) (Foto: A. SZYMANSKI)

Obwohl die Bodenfeuchte nach der Beregnung und dem Aufgraben des Profils in der Mittellage vergleichbar hoch wie in der Hauptlage war (DÖHLER 2011), sind in der Mittel- und oberen Basislage nur sehr wenige schwache Verfärbungen in 50 bis 65 cm Tiefe sichtbar (Abbildung 75; schwarzes Oval). Es ist davon auszugehen, dass die Versickerung aufgrund der wesentlich geringeren Beregnungsintensität gegenüber dem Doppelring-Infiltrationsversuch deutlich langsamer verlief. Dadurch wurde vermutlich ein Großteil des Farbtracers, begünstigt durch den vergleichsweise hohen Tongehalt von 12 bis 16 % (DÖHLER 2011), an der Bodenmatrix der Hauptlage adsorbiert, bevor das Wasser in die Mittel- und (möglicherweise) in die Basislage vordringen konnte.

Das im April 2011 berechnete Zweischichtprofil (Abbildung 76) zeigt die stärksten Verfärbungen mit *Brilliant Blue* ebenfalls in der Hauptlage. Diese sind zungenförmig, überwiegend scharf abgegrenzt, verlaufen meist entlang von Wurzelbahnen und enden größtenteils an der Grenze zur Basislage (DÖHLER 2011). Somit kann eine überwiegend vertikale Versickerung innerhalb der Hauptlage, die bevorzugt entlang von Makroporen verlief, abgeleitet werden.



Abb. 76: Mit Brilliant Blue markiertes Zweischichtprofil nach Färbeversuch mit Beregnungsanlage am 28.04.2011 (LH...Hauptlage, LB...Basislage)
(Foto: A. SZYMANSKI)

In der Bildmitte ist eine gefärbte „Zunge“ zu erkennen, die deutlich in die Basislage reicht. Das Profil besaß an dieser Stelle ein „Steinnest“ mit einer für Basislagen eher ungewöhnlich lockeren Lagerung, so dass Wasser in diesem Bereich rasch vertikal perkolieren konnte. Eine mögliche Erklärung für die geringe Lagerungsdichte und die zum Teil entgegen der Hangneigung eingeregelter Steine könnte die Ausbildung eines fossilen Eiskeils innerhalb des Profils sein (DÖHLER 2011). Auch ABDANK et al. (1999) beobachteten bei Farbtracerexperimenten, dass schnelle Versickerung bevorzugt entlang von Schuttfahnen periglazialer Genese erfolgt.

Die geringere Verfärbung der umliegenden Basislage ist unterschiedlich zu interpretieren. Entweder es trat der gleiche Effekt wie bei dem Beregnungsversuch im Juni 2011 ein, dass der Farbtracer bereits überwiegend in der Hauptlage adsorbierte, bevor Wasser zeitlich verzögert in die Basislage gelangte, oder aber die höhere Lagerungsdichte der Basislage behinderte die weitere vertikale Versickerung.

Die Bodenskelettkomponenten in den beregneten Profilen zeigten häufig auf den Ober- aber auch teilweise auf den Unterseiten Verfärbungen mit *Brilliant Blue* (Abbildung 77), umliegende Bereiche waren dagegen nicht markiert. Damit wird die Annahme, dass sowohl auf als auch unter Steinen Wasser bevorzugt fließt, die in Abschnitt 5.1.4 durch das Vorkommen von Schluffkappen getroffen wurde, bekräftigt.



Abb. 77: Mit *Brilliant Blue* markierte Bodenskelettkomponenten nach Färbeversuch mit Beregnungsanlage (Foto: A. SZYMANSKI)

5.6.3 Zusammenfassung

Sowohl das Färbemuster des Infiltrometersversuches als auch die Ergebnisse der beregneten Flächen zeigen, dass sich Wasser innerhalb der Hauptlage bevorzugt vertikal und insbesondere entlang von Wurzelbahnen bewegt.

Aus dem Infiltrometersversuch kann außerdem abgeleitet werden, dass die Basislage am Versuchsstandort vertikal wasserstauende Eigenschaften besitzt und sich dadurch Wasser in der Mittellage überwiegend lateral ausbreitet.

Die Ergebnisse der Färbeversuche mittels Beregnungsanlage sind dagegen bezüglich der Fließwege in Mittel- und Basislage nicht eindeutig interpretierbar, da *Brilliant Blue* vermutlich aufgrund der geringeren Beregnungsintensität zu stark innerhalb der Hauptlage adsorbiert wurde und tiefer liegende Bereiche nicht mehr ausreichend färbte. Allerdings kann abgeleitet werden, dass an weniger dicht gelagerten Bereichen, wie beispielsweise fossilen Eiskeilen, Wasser rasch in die Basislage vordringen kann.

5.7 GEOELEKTRISCHE UNTERSUCHUNGEN

5.7.1 Einführung

Abschließend erfolgt die Darstellung der Ergebnisse der geoelektrischen Methoden. Zuerst werden die im Labor ermittelten Widerstands-Sättigungs-Beziehungen vorgestellt. Diese ermöglichen es, die Daten der geoelektrischen Sondierungs-Kartierungen zu interpretieren. Die Erkenntnisse aus dem geoelektrischen Monitoring werden zum Schluss aufgezeigt.

5.7.2 Widerstands-Sättigungs-Beziehungen

Der im Labor ermittelte Zusammenhang zwischen dem spezifischen elektrischen Widerstand und der Wassersättigung für Proben des Leitprofils 1 (Abbildung 78) verdeutlicht, dass der Widerstand der untersuchten Proben mit zunehmender Wassersättigung exponentiell abnimmt. In Abhängigkeit vom Substrat zeigen sich jedoch Unterschiede, so dass für Haupt- und Mittellage (0 bis < 0,9 m) mit sehr ähnlicher Korngrößenzusammensetzung (Tabelle 12, Abschnitt 5.1.2) sowie für die Basislage jeweils eine Funktion ermittelt wurde. Die Funktion für Haupt- und Mittellage verläuft steiler als die Kurve der Basislage, d.h. bei gleicher Sättigung werden im Gegensatz zu den hangenden Lagen in der Basislage niedrigere Widerstände gemessen. Bei Sättigungsänderungen reagieren Haupt- und Mittellage mit einer stärkeren Widerstandesänderung als die Basislage. Von HÜBNER (2009) wurden für den gegebenen Porenwasserwiderstand von $\rho_w \approx 64,5 \, \Omega\text{m}$ über die Methode der kleinsten Quadrate zwei tiefenabhängige Funktionen (5-1, 5-2) für die Berechnung des spezifischen elektrischen Widerstands ρ in Abhängigkeit von der Wassersättigung S_w erstellt.

$$\text{Tiefenbereich } 0 - < 0,9 \text{ m (LH / LM): } \rho = 158,19 \cdot S_w^{-1,981} \quad (\text{mit } R^2 = 0,91; p < 0,001) \quad (5-1)$$

$$\text{Tiefenbereich } \geq 0,9 \text{ m (LB): } \rho = 168,89 \cdot S_w^{-1,394} \quad (\text{mit } R^2 = 0,92; p < 0,001) \quad (5-2)$$

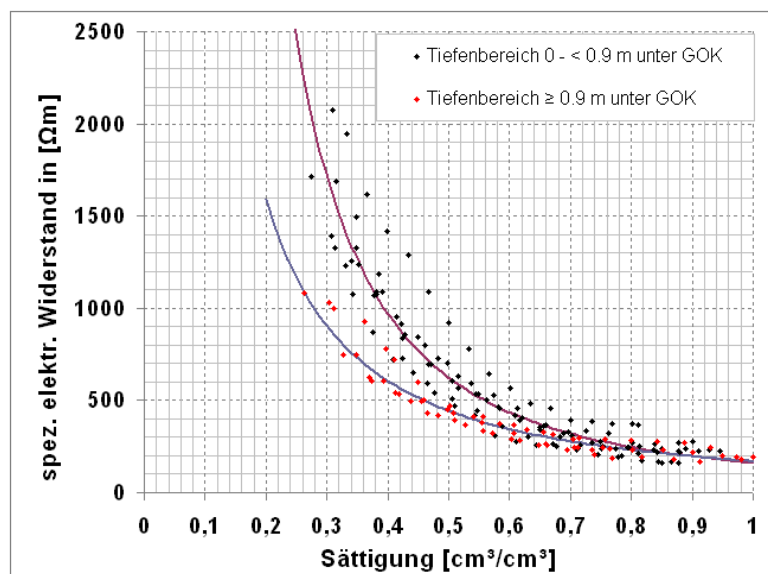


Abb. 78: Widerstands-Sättigungs-Beziehungen für Haupt- und Mittellage (0 bis < 0,9 m) sowie für die Basislage ($\geq 0,9$ m) (HÜBNER 2009)

5.7.3 Geoelektrische Kartierung

Vor der ersten geoelektrischen Kartierung vom 21. bis 22.10.2008 auf Höhe der Tensiometerstationen H1a / H1b bis H4a / H4b fielen am 16.10.2008 etwa 10 mm Niederschlag. Danach herrschte bis zum 21.10.2008 Hochdruckeinfluss verbunden mit trockenem Wetter (LfULG 2008c). Die Basislage war sehr feucht bis mäßig feucht, in den hangenden Schichten lagen mäßig feuchte Verhältnisse vor (Abbildung 79). Am 22.10.2008 überquerte eine Kaltfront das Untersuchungsgebiet und brachte im Bestand bis zur Beendigung der Kartierung nochmals 5 mm Niederschlag. Dieser wirkte sich jedoch nicht auf die Bodensaugspannung ab 30 cm Tiefe aus (Abbildung 79). Die Bodentemperatur konnte für den Zeitraum der Messung ebenfalls als gleichbleibend angenommen werden. Sie lag in 30 bis 175 cm Tiefe bei circa 7 °C und in 230 cm unter GOK bei circa 9 °C (Abbildung 79).

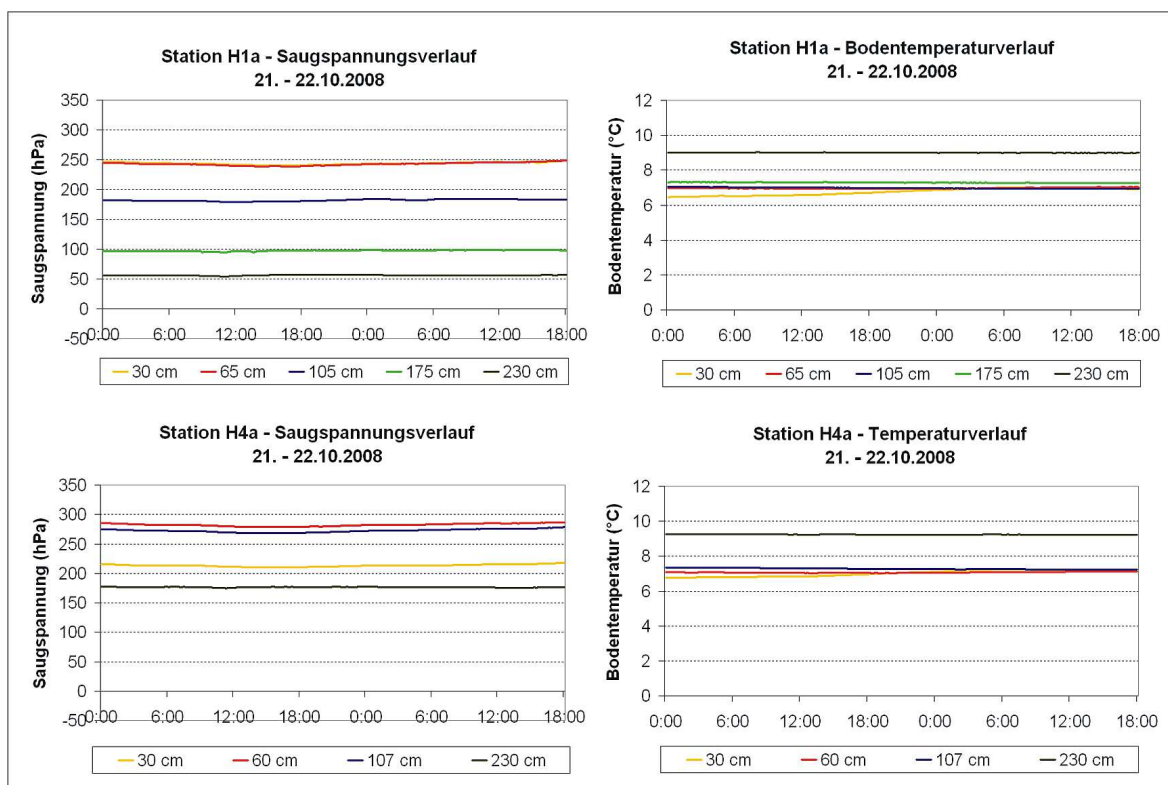


Abb. 79: Randbedingungen (Saugspannung und Bodentemperatur der Stationen H1a und H4a) der geoelektrischen Kartierung vom 21.10. bis 22.10.2008

Die durch Inversionsrechnungen erhaltenen spezifischen elektrischen Widerstände des oberflächennahen Untergrundes (Abbildung 80) schwankten etwa zwischen 100 und 6000 Ωm . Die höchsten Widerstände befanden sich nahe der Erdoberfläche im Bereich der Haupt- und Mittellage, in Tiefen ab 10 m unter GOK sowie in den Randbereichen der Profile E und F nahezu durchgängig von der Haupt- bis zur Basislage. Die niedrigsten Widerstände mit Werten um 100 bis 200 Ωm lagen in der zentralen Hangdelle zwischen 1 und 3 m Tiefe und befanden sich demnach in der Basislage.

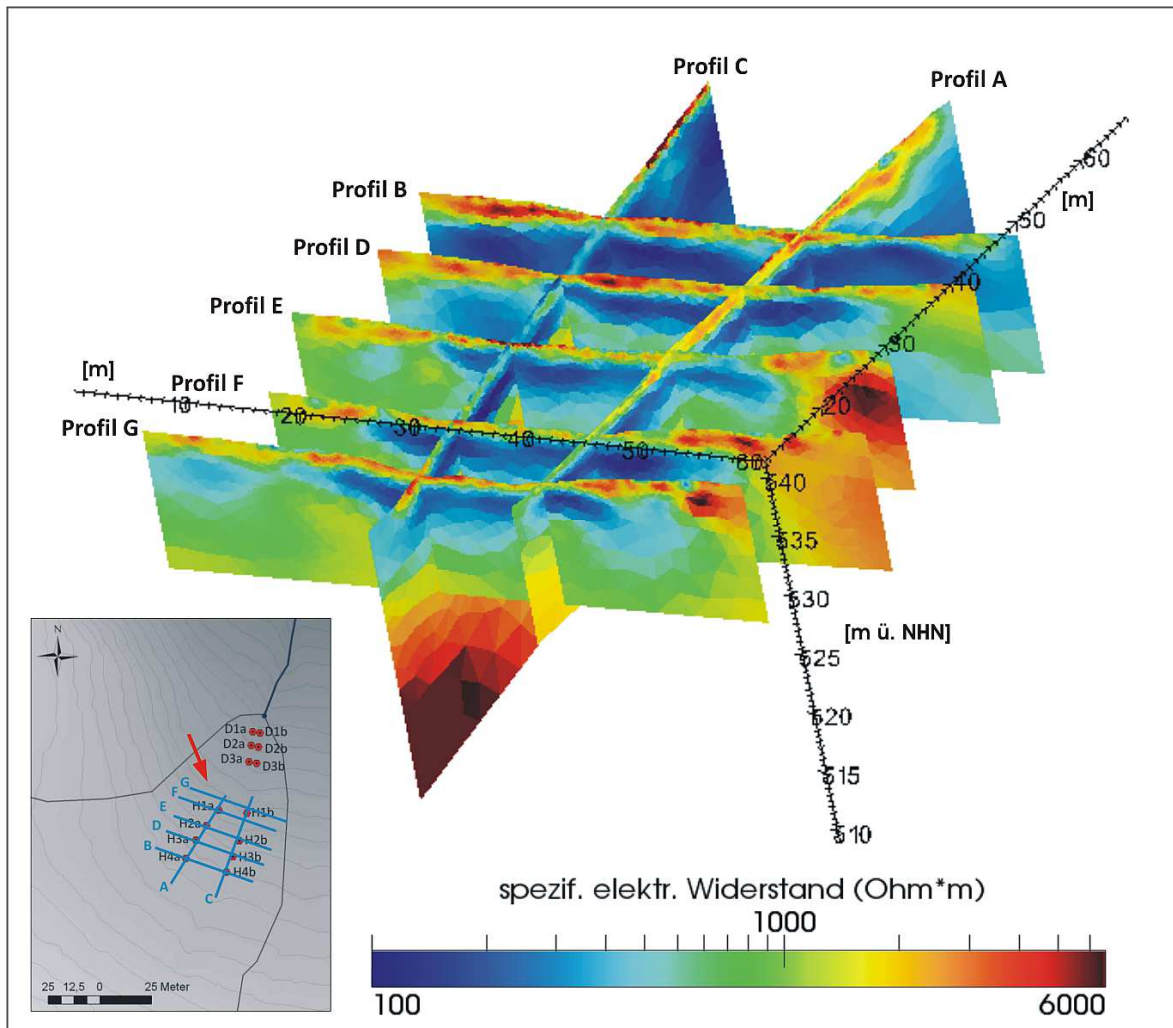


Abb. 80: Widerstandsverteilung im oberflächennahen Untergrund am 21.-22.10.2008
(verändert nach HÜBNER 2009)

Da sich die Widerstandsunterschiede zwischen Haupt- und Mittellage einerseits und der Basislage auf der anderen Seite in einer Größenordnung des Zehnfachen bewegten, ist der Einfluss der Temperatur als Ursache für diese markante Widerstandsabnahme auszuschließen, zumal der niederohmige Bereich überwiegend in der Tiefenlinie und nur teilweise in den Randbereichen ausgeprägt war. Unter der Annahme, dass die im Labor zur Erstellung der Widerstands-Sättigungs-Beziehung (Abschnitt 5.7.2) verwendeten Bodenproben repräsentativ für den kartierten Ausschnitt des Untersuchungsgebietes sind, ergibt sich die in Abbildung 81 dargestellte Sättigungsverteilung für den oberflächennahen Untergrund zum Zeitpunkt der ersten Kartierung.

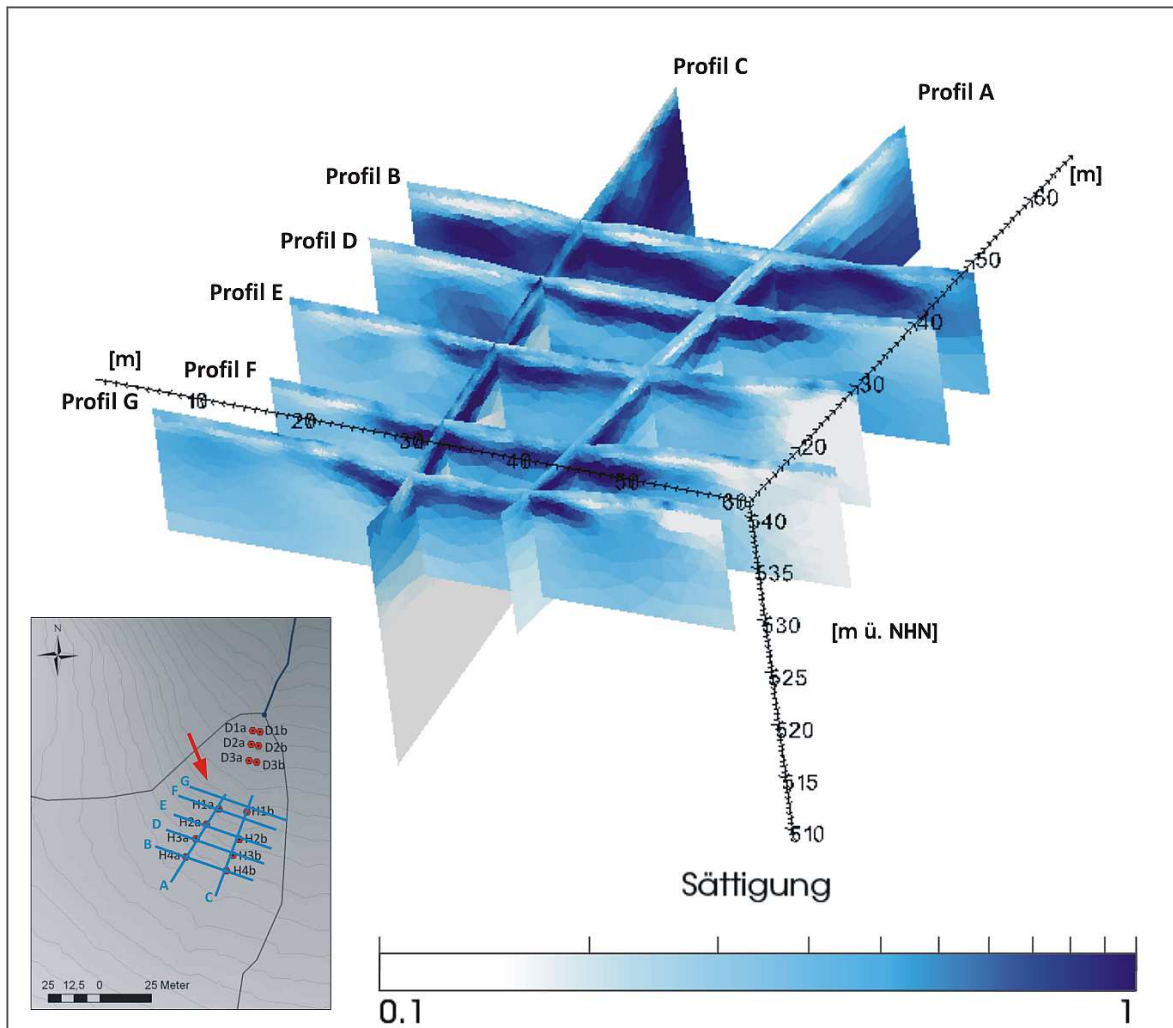


Abb. 81: Sättungsverteilung im oberflächennahen Untergrund am 21.-22.10.2008
(verändert nach HÜBNER 2009)

Es zeigt sich, dass der niederohmigen Zone in der zentralen Hangdelle in Tiefen zwischen 1 und 3 m unter GOK die höchsten Wassersättigungen zugeschrieben werden können (Abbildung 81). Die hochohmigen Bereiche nahe der Geländeoberfläche, an den Rändern sowie in größerer Tiefe waren dagegen geringer gesättigt. Daraus lässt sich ableiten, dass es bevorzugt in der Tiefenlinie der Hangdelle und dort speziell in der Basislage zu einer Konzentration des Wassers kam. Diese Reliefabhängigkeit der Abflusskonzentration postulierten bereits unter anderem BONELL et al. (1984) und CHAPLOT & WALTER (2003). Im südwestlichen Abschnitt des Profils C sowie auch in Profil B in Höhe der Tensiometerstationen H4a bzw. H4b wird ein hoch gesättigter Bereich deutlich, der bis in Tiefen von 5 bis 7 m reicht (Abbildung 81 sowie Abbildung A25 im Anhang). An diesem Hangabschnitt scheint in der Basislage eine tiefer liegende, gut wasserdurchlässige, wannenartige Struktur ausgebildet zu sein, in der zum Zeitpunkt der Kartierung lokales Grundwasser angereichert war.

Vor der Kartierung des quellnahen Bereiches zwischen den Tensiometerstationen H1a / H1b bis D1a / D1b herrschte in Sachsen unbeständiges Wetter (LFULG 2009c, 2009e). Es regnete vom 03.06.2009, 22:10 Uhr bis 2:10 Uhr am 04.06.2009. Dabei fielen jedoch nur rund 5 mm Niederschlag. Die Gebietsfeuchte war zu diesem Zeitpunkt höher, als bei der ersten Kartierung. Nahe der Quelle war die tiefste Basislage wassergesättigt, die obere Basislage war nass und die Hauptlage feucht (Abbildung 82 [links unten]). An Station H1a waren Mittel- und obere Basislage wassergesättigt, darunter herrschten Saugspannungen von etwa 25 hPa (Abbildung 82 [links oben]). Sowohl die Bodenfeuchtebedingungen als auch die Bodentemperatur konnten während der Kartierung als gleichbleibend angenommen werden. Die Bodentemperaturen bewegten sich zwischen 5 °C in tiefsten gemessenen Tiefen und 7 °C an der Erdoberfläche (Abbildung 82 [rechts]).

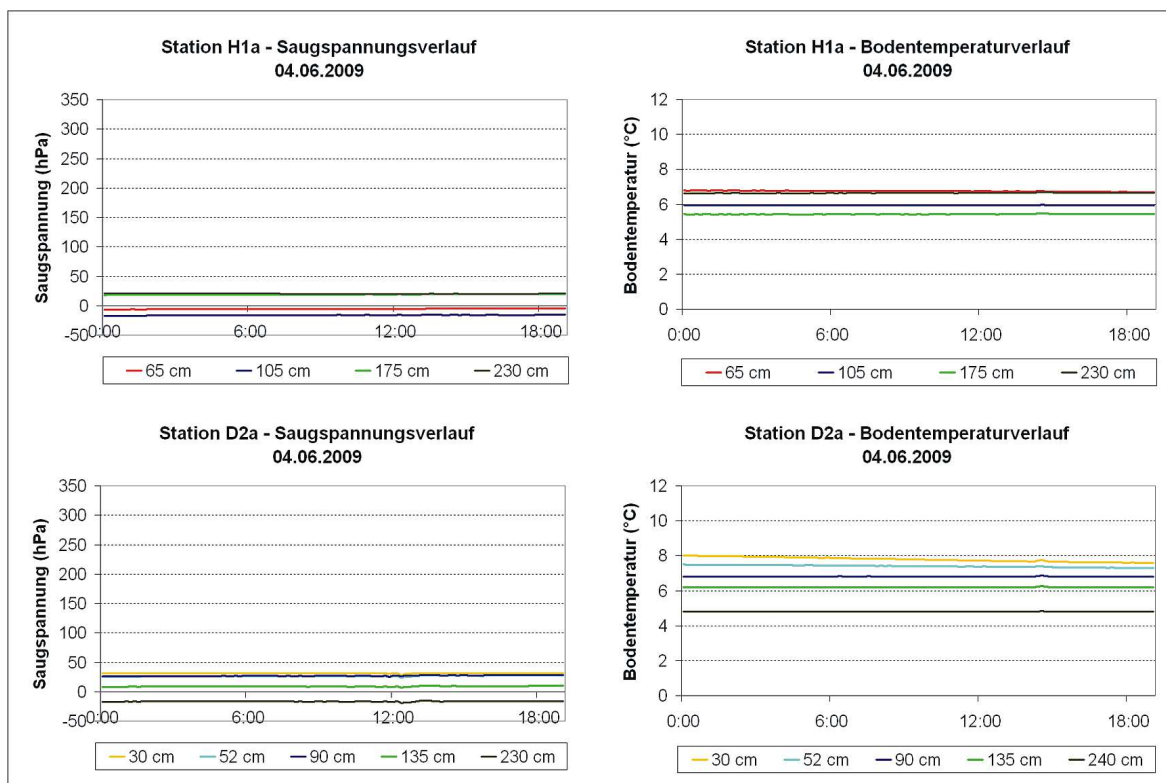


Abb. 82: Randbedingungen (Saugspannung und Bodentemperatur der Stationen D2a und H1a) der geoelektrischen Kartierung vom 04.06.2009

Die räumliche Widerstandsverteilung im quellnahen Bereich des Untersuchungsgebietes (Abbildung 83, Abbildung A26 im Anhang) wies ein sehr ähnliches Muster wie das der ersten Kartierung auf. Die über Inversionsrechnungen ermittelten spezifischen elektrischen Widerstände bewegten sich zwischen 100 und 4000 Ωm . In den ersten Dezimetern unter der Erdoberfläche, am westlichen Hang bis in größere Tiefen sowie ab etwa 6 m unter GOK befanden sich die höchsten Werte. Die niedrigsten Widerstände lagen wiederum im Bereich der Tiefenlinie der Hangdelle zwischen 1 und 3 m unter GOK sowie im Quellbereich. Auch Koch et al. (2009) ermittelten im Brugga-Einzugsgebiet (Schwarzwald) mittels geoelektrischer Kartierung die geringsten Widerstände in Quellsümpfen. Im Bereich der periglazialen Deckschichten am Ober- und Mittelhang wurden jedoch, abweichend zu den Ergebnissen dieser Arbeit, die höchsten Widerstände gemessen.

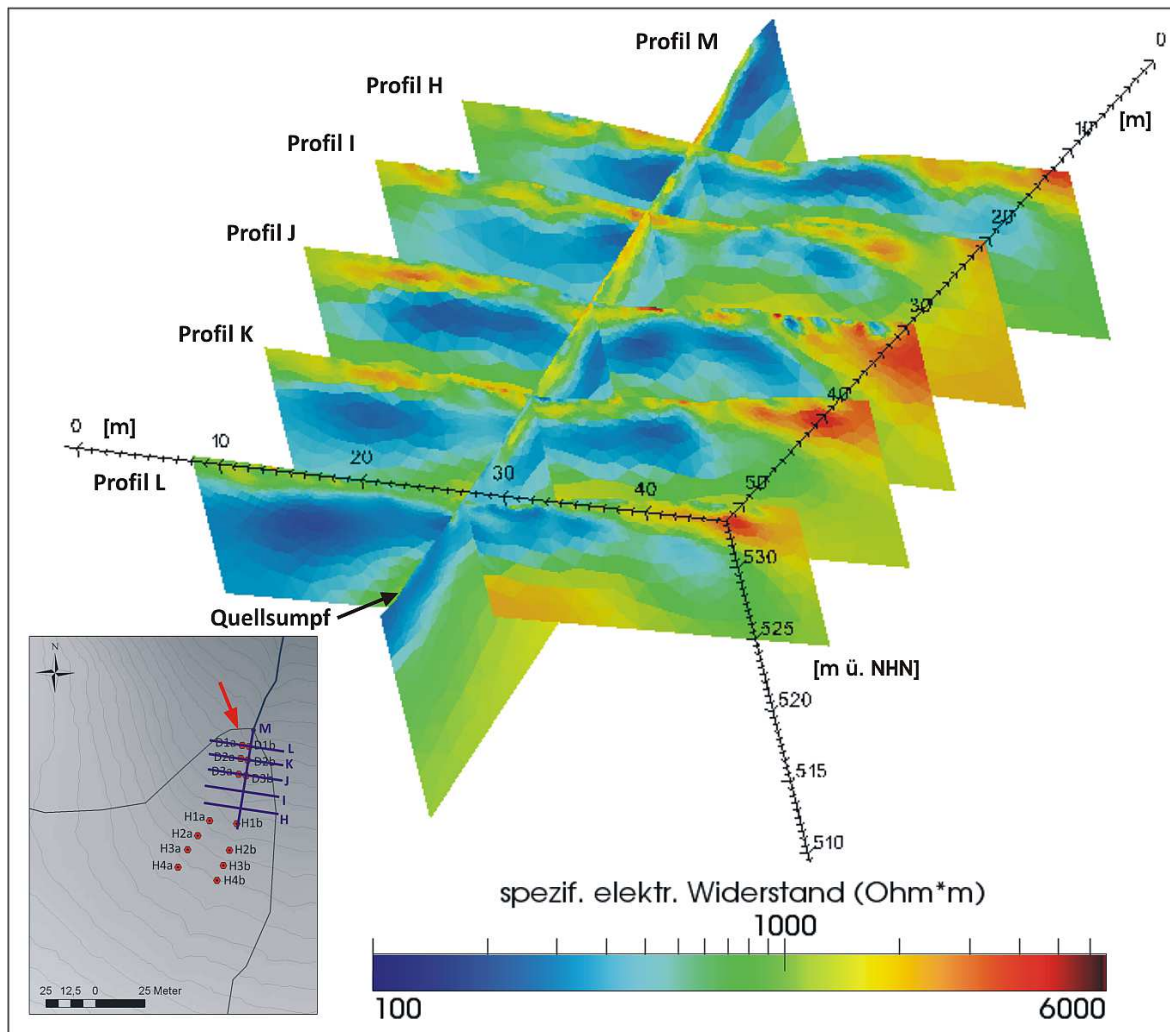


Abb. 83: Widerstandsverteilung im quellnahen Bereich am 04.06.2009 (verändert nach HOYER 2010)

Die berechnete Sättigungsverteilung im oberflächennahen Untergrund (Abbildung 84) verdeutlicht, dass sich das Wasser auch im quellnahen Bereich in der Basislage in etwa 1 bis 3 m Tiefe konzentrierte. Unterhalb von 4 m verringerten sich die Sättigungswerte. Dadurch kann ein tieferer Grundwassereinfluss auf die Quellschüttung weitestgehend ausgeschlossen werden. Stattdessen kann abgeleitet werden, dass es sich im Bereich der Basislage um ein „schwebendes“ lokales Grundwasser handeln muss, wie es auch von JOHST (2011) in einem von Deckschichten geprägten Kleineinzugsgebiet im Saar-Nahe-Bergland beobachtet werden konnte.

Interessant ist die Aufweitung der hoch gesättigten Zone im östlichen Abschnitt der Profile K und L, die sich zwischen 3 und circa 7 m unter GOK befindet. Es könnte sich hierbei um eine gut durchlässige Struktur innerhalb der Basislage handeln, die abweichend vom Relief des oberirdischen Einzugsgebietes als unterirdischer Wasserleiter fungiert. Damit würde ein Teil des Abflusses aus dem Einzugsgebiet nicht Richtung Quellbach gelangen, sondern unterirdisch seitlich an der Quelle vorbeifließen und damit am Wehr nicht mit erfasst werden. Diese Annahme wurde bereits in Abschnitt 5.2.2 bei der Diskussion der Abflusspende aufgestellt und findet Bestätigung in den Ergebnissen der geoelektrischen Kartierung.

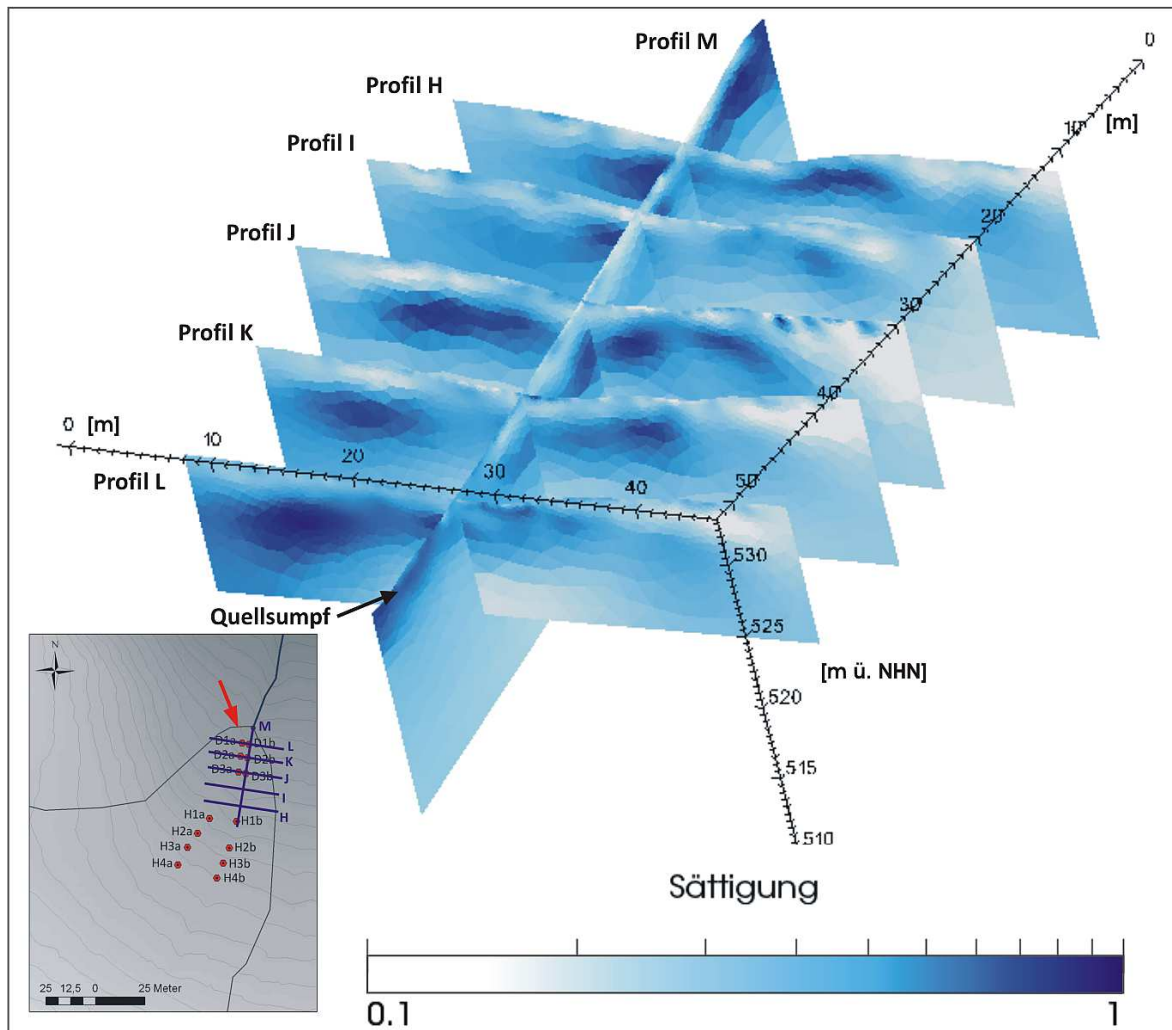


Abb. 84: Sättungsverteilung im quellnahen Bereich am 04.06.2009 (verändert nach HOYER 2010)

Ein direkter, d.h. quantitativer Vergleich zwischen den Widerstandsbildern und den Sättungsverteilungen der beiden Kartierungen ist nicht möglich, da die Bodentemperaturverhältnisse zu den Aufnahmezeitpunkten verschieden waren und dadurch die Messergebnisse des spezifischen elektrischen Widerstandes maßgeblich beeinflusst wurden.

5.7.4 Geoelektrisches Monitoring

Der Verlauf der wöchentlich bis 14-tägig ermittelten spezifischen elektrischen Widerstände von Profil A (Abbildung 85c) im Vergleich zu den Saugspannungsänderungen der Tensiometerstationen H1a bis H3a (Abbildungen 85a und 85b) zeigt, dass sich in Haupt- und Mittellage nach stärkeren Niederschlägen, beispielsweise Mitte Juli, Mitte August und Anfang November 2008, sowohl die Saugspannung als auch der Widerstand deutlich reduzierte. In Abtrocknungsphasen konnte dagegen bei beiden Messgrößen eine Erhöhung registriert werden. Der Verlauf der Saugspannung und des spezifischen elektrischen Widerstandes ist in Haupt- und Mittellage gut vergleichbar. Dies unterstreichen auch die hohen Rangkorrelationskoeffizienten mit $r_R = 0,88$ bzw. $0,87$ (Tabelle 27).

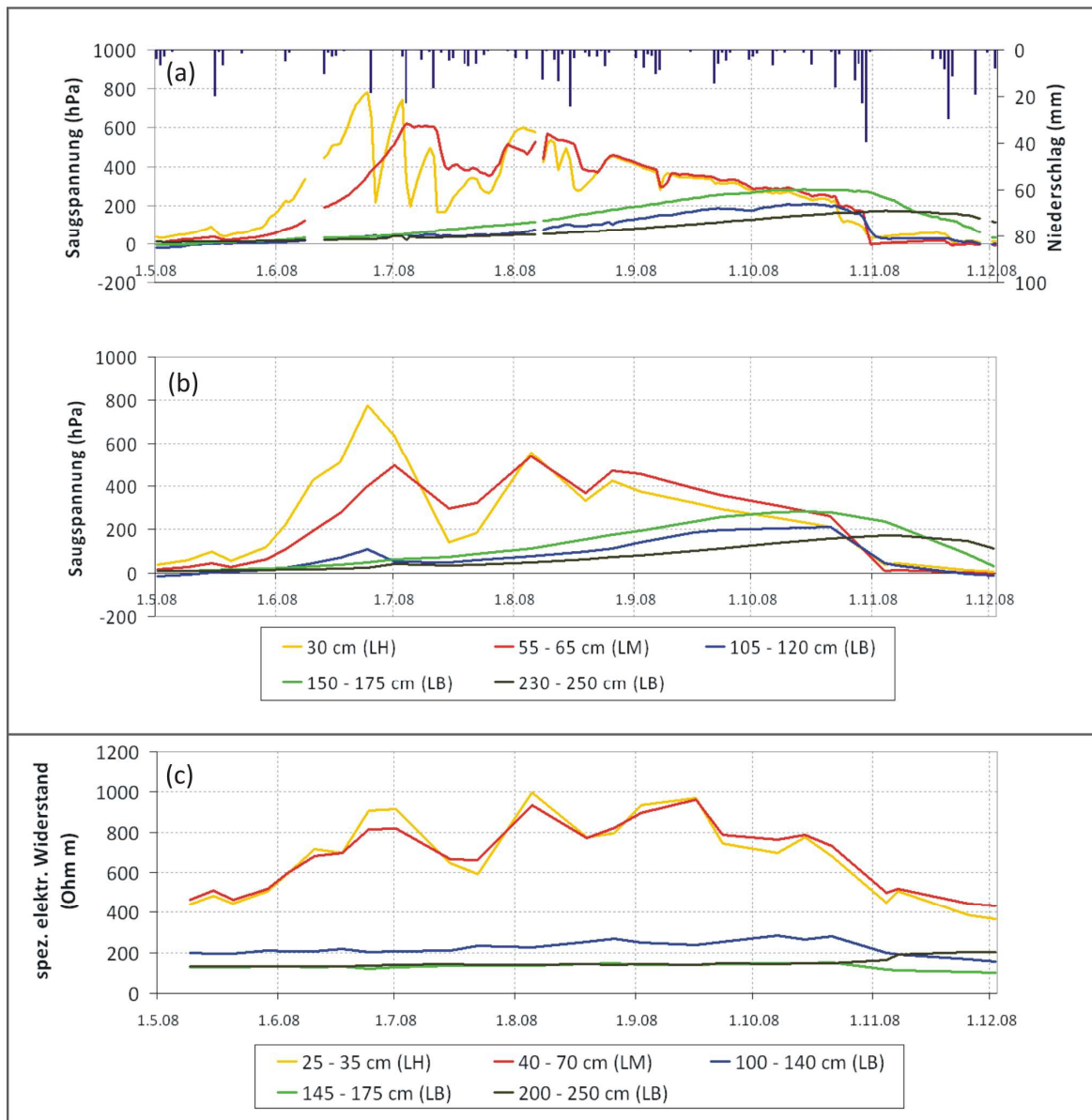


Abb. 85: Tiefenspezifischer Tagesmedian der Saugspannung der Stationen H1a-H3a in täglichem Intervall (a) und im Messintervall (b) sowie Verlauf des Medians des temperaturkorrigierten spezifischen elektrischen Widerstands an Profil A je Tiefenbereich im Messintervall (c) (verändert nach HÜBNER 2009)

Tab. 27: Ergebnis der Korrelationsanalyse zwischen dem spezifischen elektrischen Widerstand des geoelektrischen Monitorings Profil A und der Saugspannung an H1a bis H3a (n = 24, r_R ... Rangkorrelationskoeffizient, p ... Signifikanzwert)

	Hauptlage	Mittellage	Basislage (100 - 140 cm)	Basislage (145 - 175cm)	Basislage (200 - 250 cm)
r_R	0,88	0,87	0,87	0,56	0,93
p	0,000	0,000	0,000	0,004	0,000

In der Basislage liegen die Widerstandswerte und deren -änderungen deutlich unter denen der hangenden Lagen (Abbildung 85a bis 85c). Eine Erklärung dazu liefern die Erkenntnisse aus den im Labor ermittelten Widerstands-Sättigungs-Beziehungen (Abschnitt 5.7.2). Der prinzipielle Verlauf der Widerstände und Saugspannungen ist aber auch in den Tiefen zwischen 100 und 250 cm gut vergleichbar (Tabelle 27). In der oberen Basislage (100 - 175 cm) stiegen Saugspannung und Widerstand sukzessive von Mai bis Ende Oktober 2008 an und verringerten sich Anfang November 2008 nach dem Niederschlag-Abfluss-Ereignis B-1. Allerdings liegen die Widerstände in 100 bis 140 cm unter GOK, im Gegensatz zu den Saugspannungen, über den Widerständen des Tiefenbereichs in 145 bis 175 cm. Eine mögliche Ursache dafür könnte der Effekt der Schichtunterdrückung aufgrund eines zu geringen Widerstandskontrastes sein (Abschnitt 4.8.1). In der unteren Basislage stiegen die Widerstände über den gesamten Monitoringzeitraum nur leicht an. Für die Saugspannung galt dies von Mai bis Anfang November 2008 ebenfalls, dann zeigte sich eine geringe Abnahme, die in den Widerstandswerten nicht zu finden ist.

Die Gegenüberstellung der Saugspannungswerte der Tensiometerstationen H4a und H4b mit den an Profil B ermittelten Widerständen in Abbildung A27 und Tabelle B12 im Anhang zeigt ein ganz ähnliches Bild. Die Verläufe der Saugspannungen und Widerstände von Haupt- und Mittellage sind gut vergleichbar. Die Übereinstimmung mit dem Tiefenbereich von 160 bis 180 cm unter GOK ist dagegen am geringsten.

5.7.5 Zusammenfassung

Die Bereiche mit den niedrigsten spezifischen elektrischen Widerständen bzw. der höchsten Wassersättigung befanden sich zu den Zeitpunkten der geoelektrischen Kartierungen überwiegend in der Tiefenlinie der Hangdelle und dort in der Basislage in 1 bis 3 m unter GOK. Damit wird eine relief- und schichtabhängige Abflusskonzentration deutlich.

Im oberen Hangabschnitt des Messfeldes auf Höhe der Tensiometerstationen H4a und H4b besitzt die Basislage vermutlich eine 5 bis 7 m tief reichende, gut wasserdurchlässige, wannenartige Struktur, in der sich lokales Grundwasser anreicherte. In der quellnahen Basislage in 1 bis 3 m Tiefe befindet sich ebenfalls ein lokales, schwebendes Grundwasser. Außerdem kann angenommen werden, dass ein Teil des Abflusses aus dem Einzugsgebiet in nordöstlicher Richtung unterirdisch in 3 bis 7 m Tiefe an der Quelle vorbei geleitet wurde, ohne dass eine Erfassung am Messwehr erfolgte.

Die zweidimensional entlang bzw. quer zum Hang ermittelten Widerstände des geoelektrischen Monitorings sind in ihrem Verlauf gut mit den gemessenen Saugspannungswerten vergleichbar. Damit kann die mit Tensiometern punktuell erfasste Feuchtedynamik im oberflächennahen Untergrund durch die parallel durchgeführten, geoelektrischen Messungen prinzipiell bestätigt werden.

6 SYNTHESE

6.1 EINFÜHRUNG

Um auf die in periglazialen Deckschichten ablaufenden Abflussbildungs- und -konzentrationsprozesse schließen zu können, ist die Synthese der Teilergebnisse der Arbeit erforderlich. In den Abschnitten 5.3 und 5.4 zeigte sich, dass die Vorfeuchte des Einzugsgebietes die Fließprozesse des Wassers maßgeblich beeinflusst. Demnach kann nicht nur ein charakteristischer Prozessablauf für Niederschlag-Abfluss-Ereignisse im geschichteten oberflächennahen Untergrund abgeleitet werden, sondern es werden abhängig von der Gebietsvorfeuchte verschiedene Fließwege des Wassers aktiviert und dies wiederum führt zu unterschiedlichen Reaktionen am Einzugsgebietsauslass. Aus diesem Grund werden getrennt nach den Gebietszuständen „geringe Vorfeuchte“, „mittlere Vorfeuchte“ und „hohe Vorfeuchte“ typische Prozessabläufe erarbeitet, wobei es sich dabei allein um eine qualitative Beschreibung handeln kann, da der Beobachtungszeitraum im Rahmen der Arbeit zu gering war, um eine statistisch abgesicherte Quantifizierung der einzelnen Gebietszustände und Prozesse vornehmen zu können.

6.2 PROZESSBESCHREIBUNG - GERINGE GEBIETSVORFEUCHTE

Der Gebietszustand mit „geringer Vorfeuchte“ konnte von Juni bis September 2008 im Untersuchungsgebiet beobachtet werden und war durch überwiegend trockene bis frische Verhältnisse, d.h. Saugspannungswerte deutlich über 60 hPa in Haupt-, Mittel- und oberer Basislage gekennzeichnet. Aus den Tensiometerdaten der Stationen D1a und D1b (Abschnitte 5.3.3) und dem Ergebnis der geoelektrischen Kartierung vom 04.06.2009 (Abschnitt 5.7.3) kann abgeleitet werden, dass im Untersuchungszeitraum in der quellenahen Basislage ab Tiefen von 140 bis etwa 300 cm unter GOK hochgesättigte bzw. vollständig gesättigte Verhältnisse vorherrschten (Abbildung 86a). Es wird daher angenommen, dass es sich dabei um lokales, schwebendes Grundwasser in der Basislage handelte. Der Quellsumpf war ebenfalls nahezu ganzjährig gesättigt. Aufgrund der hydrochemischen Zusammensetzung des Quellwassers im Vergleich zur Zusammensetzung des quellenahen Bodenwassers (Abschnitt 5.5.3) und der Analyse des Jahresverlaufes von Quell- und Bodentemperatur (Abschnitt 5.5.4) kann mit hoher Wahrscheinlichkeit davon ausgegangen werden, dass der Basisabfluss der Quelle aus dem gesättigten Tiefenbereich der quellenahen Basislage stammte. Die Daten der Tensiometerstationen H4a und H4b (Abschnitt 5.3.2) sowie das Ergebnis der geoelektrischen Kartierung vom 21.10. bis 22.10.2008 (Abschnitt 5.7.3) lassen zudem darauf schließen, dass in der Basislage des oberen Hangabschnittes in einer wannenartigen 5 bis 6 m tief reichenden Struktur ein weiteres lokales Grundwasservorkommen vorhanden war.

Fielen Niederschläge im Einzugsgebiet bei geringer Vorfeuchte, dann infiltrierte das Wasser meist entlang von Wurzelbahnen vertikal in die Haupt- und zum Teil auch über präferentielle Fließwege in die Mittel- und quellnahe obere Basislage und wurde dort größtenteils durch Kapillarkräfte gebunden (Abbildung 86b). In die obere Basislage am Hang konnte Wasser nur an Störungszonen (fossile Eiskeile, Steinmuster) versickern. Haupt-, Mittel- und quellnahe Basislage fungierten als Speicher. (Abschnitte 5.4.2 und 5.6.2)

Es ist davon auszugehen, dass der direkt über dem Quellsumpf gefallene Niederschlag als Sättigungsflächenabfluss zum Vorfluter gelangte, da der Verlauf der Durchflussganglinie direkt von der Niederschlagscharakteristik beeinflusst wurde und unmittelbar nach Niederschlagsende der Durchfluss wieder sein Ausgangsniveau einnahm. Bei kurz anhaltender, hoher Intensität entstanden markante Abflussspitzen. Bei lang andauerndem Niederschlag mit mäßiger Intensität wurden nur geringe Durchflusserhöhungen registriert (Abschnitt 5.4.2). Nur etwa 0,1 % des Niederschlags wurde abflusswirksam.

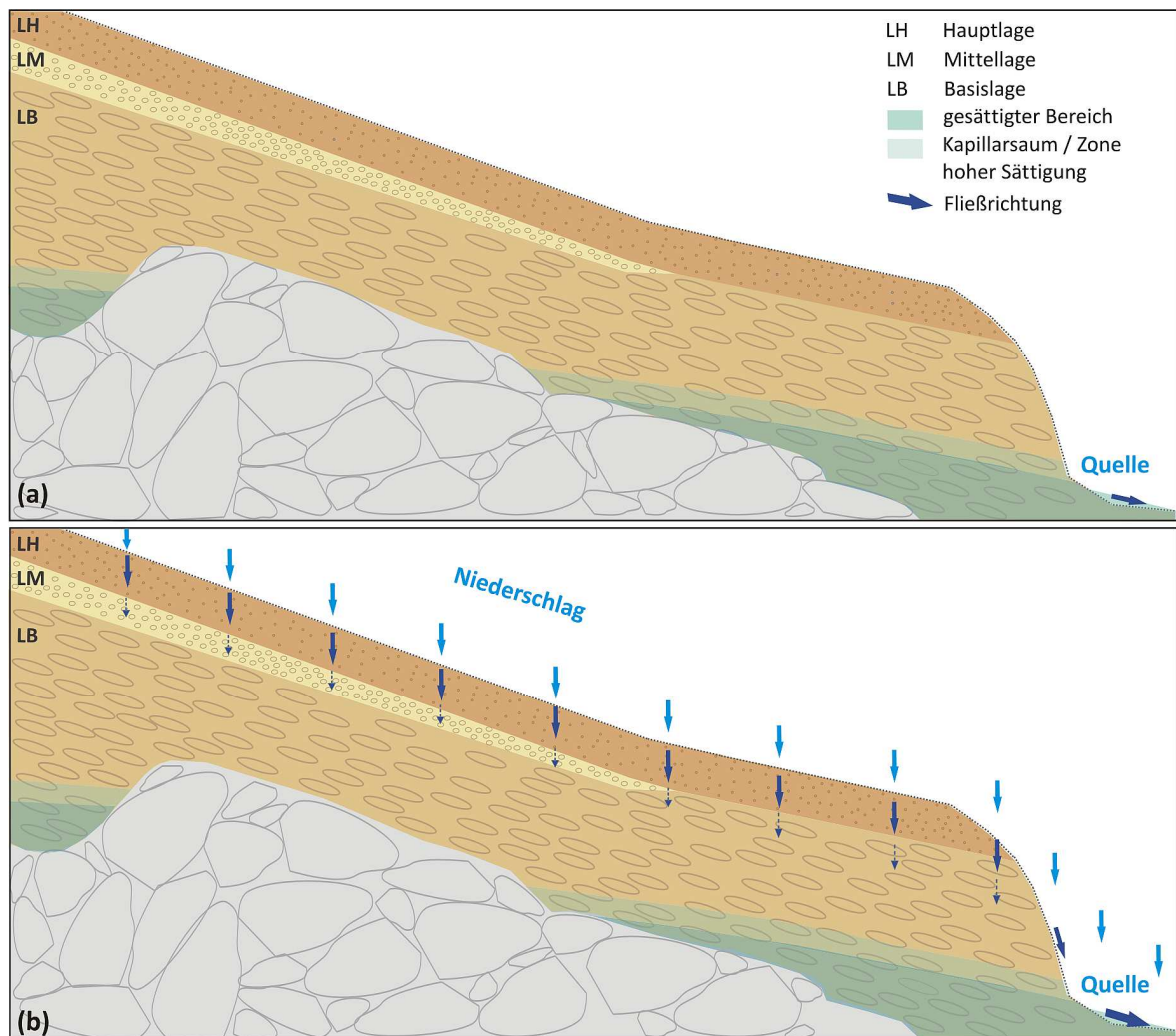


Abb. 86: Prozessmodell für einen Gebietszustand mit geringer Vorfeuchte: (a) Gebietszustand vor Niederschlag, (b) Gebietszustand und Prozesse während Niederschlag

6.3 PROZESSBESCHREIBUNG - MITTLERE GEBIETSVORFEUCHTE

Der Gebietszustand mit „mittlerer Vorfeuchte“, der im Untersuchungszeitraum zwischen Oktober und November 2008 beobachtet werden konnte, war in der Hauptlage durch Saugspannungswerte nahe der Sättigungsgrenze und feuchte bis mäßig feuchte Verhältnisse in Mittel- und oberer Basislage charakterisiert. Die quellnahe Basislage und die tiefe Basislage in Höhe von H4a und H4b waren wiederum gesättigt (Abbildung 87a).

Fielen Niederschlagsmengen von über 30 mm, infiltrierte das Wasser schnell von der Hauptlage in die Mittellage (Abschnitt 5.4.3). Aufgrund der hohen Lagerungsdichte der Basislage verringerte sich die vertikale Versickerung an der Grenze von der Mittel- zur Basislage, so dass sich die Mittellage sukzessive aufsättigte und sich das Wasser zunehmend in lateraler Richtung ausbreitete (Abbildung 87b). Das Ergebnis des Infiltrometer-Färbeversuchs in Abschnitt 5.6 bekräftigt diese Annahme. Aufgrund der geringen hydraulischen Leitfähigkeit der Mittellage von nur 9 cm d^{-1} (Abschnitt 5.1.4) ist jedoch davon auszugehen, dass diese lateralen Wasserbewegungen nur sehr langsam und damit kleinräumig vonstatten gingen. Die Ursache für den Anstieg der Quellschüttung ist vielmehr in dem quellnah versickernden Niederschlagswasser zu sehen, das zu einer leichten Erhöhung des lokalen Grundwasserspiegels führte (Abbildung 87b). Die in Abschnitt 5.5.3 herausgestellte hydrochemische Verdünnung des Quellwassers sowie die Ähnlichkeit der chemischen Zusammensetzung mit dem quellnahen Bodenwasser in 135 cm Tiefe stützen dieses Prozessverständnis. Die langsame vertikale Versickerung von der Mittellage in Richtung Basislage bewirkte nach Niederschlagsende ein Vordringen der Feuchtefront bis in die obere Basislage, so dass sich auch dort nahezu gesättigte Verhältnisse einstellten (Abschnitt 5.4.3).

Aufgrund des überwiegend sandigen Substrats und der hangparallel eingeregelter Bodenskelettkomponenten kann für die Basislage eine laterale hydraulische Leitfähigkeit in Höhe der Messwerte mit etwa 50 bis 200 cm d^{-1} angenommen werden (Abschnitt 5.1.4). Durch die hohe Lagerungsdichte befindet sich die vertikale hydraulische Leitfähigkeit dagegen vermutlich im Bereich der im Bodenatlas von Sachsen (LFUG 2007) angegebenen 11 bis 0 cm d^{-1} (Abschnitt 3.2). Das Verhältnis zwischen vertikaler und lateraler hydraulischer Leitfähigkeit liegt damit abgeschätzt etwa bei 1 : 5 bis 1 : 200. Diese hydraulisch anisotropen Eigenschaften der Basislage führten zu einem verstärkt hangparallelen Abfluss innerhalb der oberen Basislage. Dieser Zwischenabfluss gelangte quellnah in etwa 135 bis 160 cm Tiefe zum Vorfluter (Abschnitt 5.4.3) und bewirkte einen zweiten Durchflussanstieg (Abbildung 87c). Die Zunahme der Sulfatkonzentrationen im quellnahen Bodenwasser in 135 cm Tiefe untermauert diese Annahme. Der Anteil des abflusswirksamen Niederschlags lag bei rund 4 %.

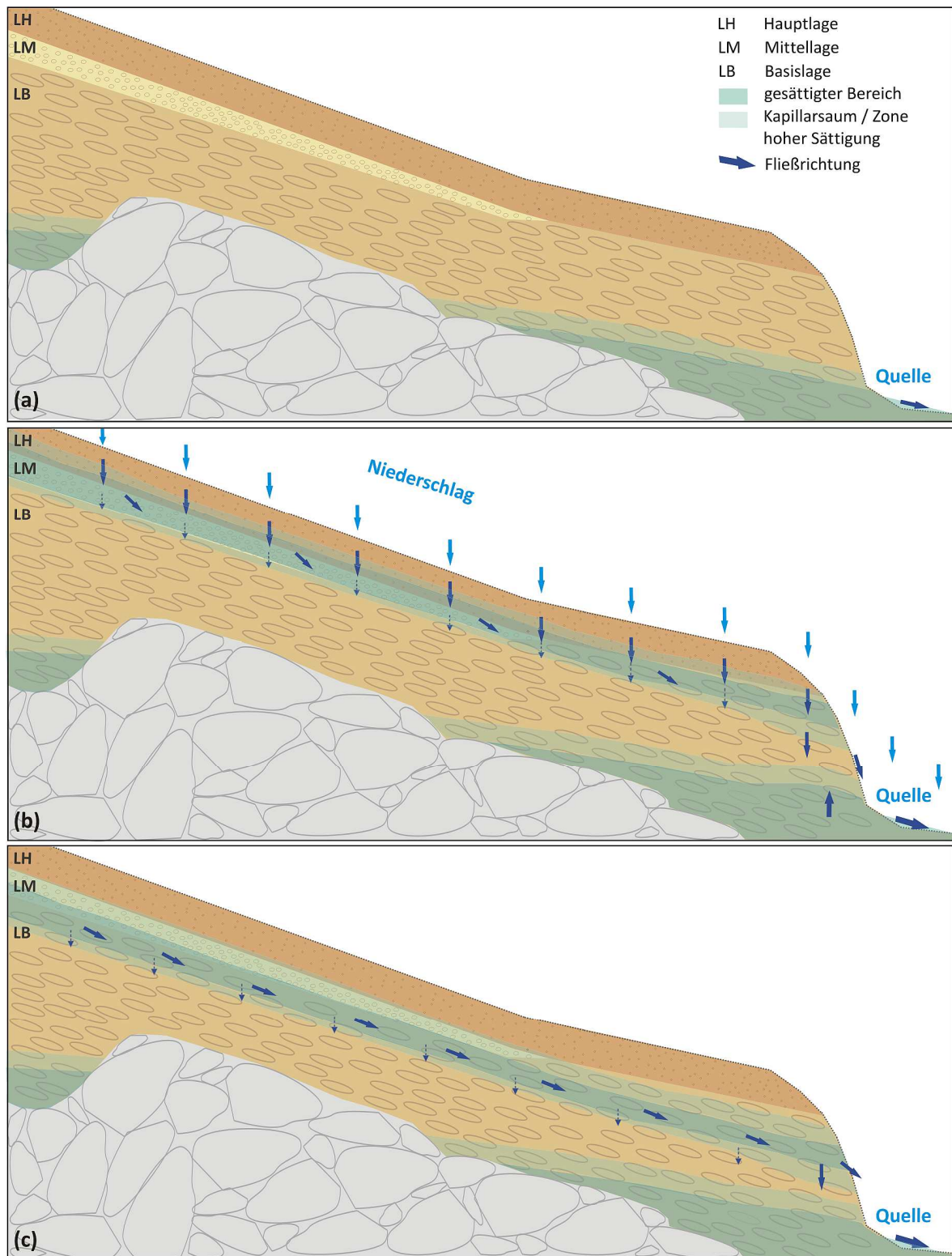


Abb. 87: Prozessmodell für einen Gebietszustand mit mittlerer Vorfeuchte: (a) Gebietszustand vor Niederschlag, (b) Gebietszustand und Prozesse während Niederschlag, (c) Gebietszustand und Prozesse nach Niederschlagsende

6.4 PROZESSBESCHREIBUNG - HOHE GEBIETSVORFEUCHTE

Das Einzugsgebiet besaß eine „hohe Vorfeuchte“, wenn Mittel- und obere Basislage vor Niederschlagsbeginn bereits gesättigt waren (Abbildung 88a) und die anderen Tiefenbereiche des oberflächennahen Untergrundes größtenteils Saugspannungswerte kleiner 60 hPa aufwiesen, so dass die Wasserspeicherkapazität nahezu erschöpft war (Abschnitt 5.4.4). Dieser Gebietszustand konnte im Untersuchungszeitraum zwischen Dezember 2007 und April 2008 sowie zwischen Dezember 2008 und April 2009 beobachtet werden. Fielen Niederschlagsmengen von mehr als 30 mm, versickerte das Wasser innerhalb weniger Stunden von der Haupt- über die Mittel- bis in die obere Basislage (Abbildung 88b). Die vertikale Perkolation in die untere Basislage lief durch die hohe Lagerungsdichte und den hohen Gehalt an plattigem Bodenskelett verzögert ab, so dass das Wasser überwiegend lateral in der oberen Basislage Richtung Quelle floss. Über zunehmend wassergängigere Bereiche gelangte das Wasser bis in die quellnahe untere Basislage. Anhaltspunkte, dass dabei Zwischenabfluss und nicht Druckübertragung der dominierende Prozess war, lieferten die hydrochemischen Analysen. Die geogenen Komponenten erfuhren durch den Einfluss des Ereigniswassers eine Verdünnung im Quellwasser. Die Konzentration des Sulfats, das überwiegend im oberflächennahen Untergrund angereichert vorliegt, erhöhte sich stattdessen im Quellwasser (Abschnitt 5.5.3).

Durch die Einengung des Durchflussquerschnitts der Hangdelle nahe der Quelle (Abbildung 88d) und die laterale Wasserzulieferung aus dem Hangbereich kam es zu einem starken Zustrom des Zwischenabflusses im quellnahen Bereich und damit zu einer Ausdehnung des lokalen schwebenden Grundwassers. Dies führte zum Anstieg des Grundwasserspiegels innerhalb der Basislage und zu einer damit verbundenen kontinuierlichen und lang anhaltenden Erhöhung der Quellschüttung (Abbildung 88c) (Abschnitte 5.3.3, 5.4.4). Die sehr ähnliche hydrochemische Zusammensetzung des Quellwassers und des quellnahen Bodenwassers über alle Tiefen, die auf eine Wasserdurchmischung schließen lässt, sowie die quellnahe Bodentemperaturerhöhung (Abschnitt 5.5.4) stützen diese Annahme. Gelangte aufsteigendes Wasser bis zur Erdoberfläche, floss es als *Return flow* ab. Auch in Höhe der Tensiometerstationen H4a und H4b sorgte vermutlich der Zustrom von Hangwasser zu einem Anstieg des lokalen Grundwassers in der Basislage. Der Anteil des abflusswirksamen Niederschlags lag bei Ereignissen mit hoher Gebietsvorfeuchte zwischen 14 und 35 %.

Ein zum August 2002 vergleichbar extremes Niederschlagsereignis mit Mengen von 200 bis 300 mm, die innerhalb weniger Tage bei gleichzeitig hoher Gebietsvorfeuchte fielen (GRÄFE 2004, BÜTTNER 2009), konnte im Untersuchungszeitraum nicht beobachtet werden. Aufgrund der immer wieder sehr ähnlich und regelhaft aufgetretenen Niederschlags-Abfluss-Reaktionen der untersuchten vier Ereignisse C1 bis C4 mit hoher Gebietsvorfeuchte, den dabei erhaltenen vergleichsweise hohen Abflussbeiwerten von bis zu 35 % und den meist über einen Monat andauernden Abflussreaktionen ist aber davon auszugehen, dass bei Extremereignissen und entsprechend hoher Vorfeuchte ähnliche Prozesse, wie in diesem Abschnitt beschrieben, zu erwarten sind. Eine direkte Übertragbarkeit der Ergebnisse ist jedoch nicht möglich.

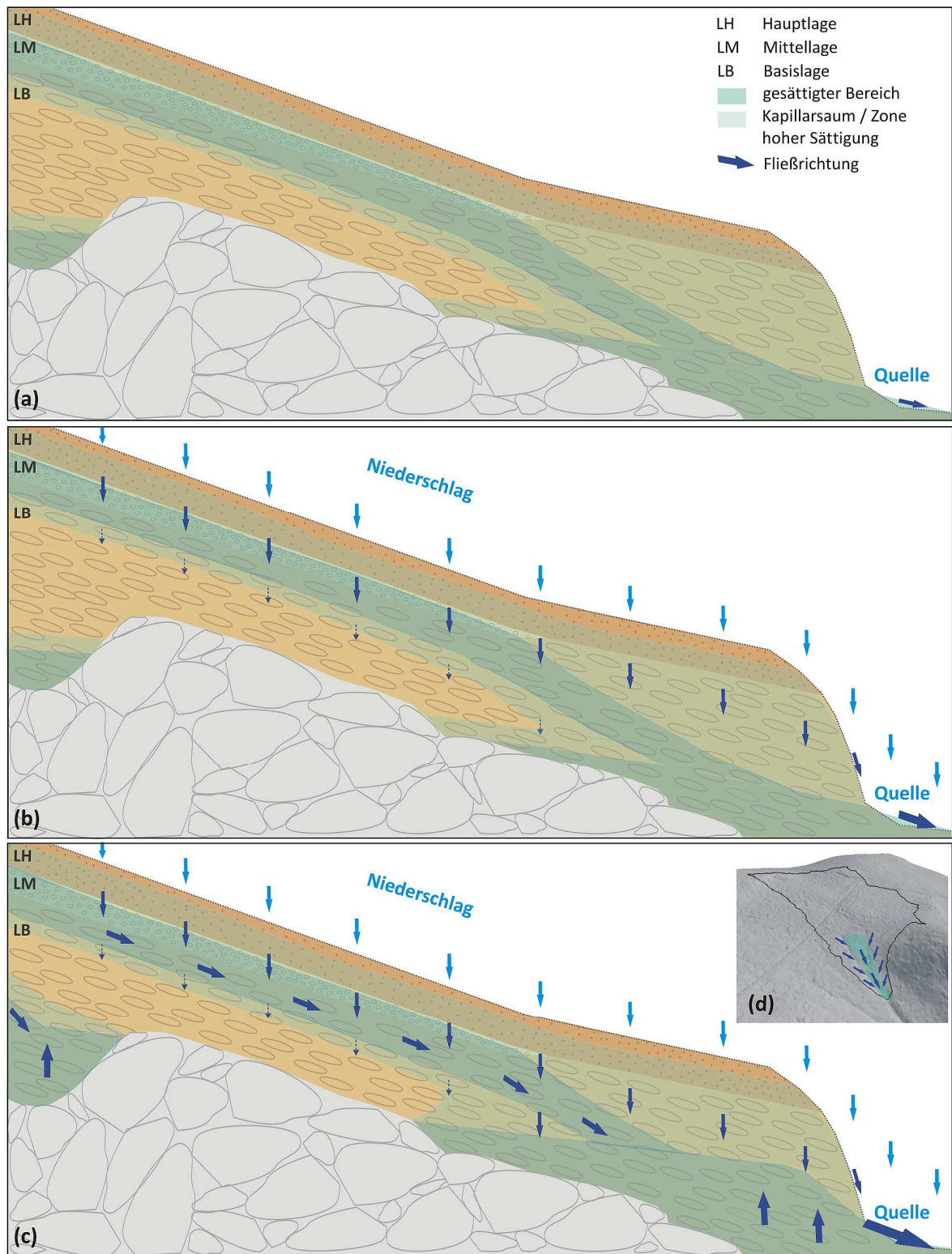


Abb. 88: Prozessmodell für einen Gebietszustand mit hoher Vorfeuchte: (a) Gebietszustand vor Niederschlag, (b) Gebietszustand und Prozesse während Niederschlag, (c) Gebietszustand und Prozesse nach fortgeschrittenem Niederschlag, (d) Abflusskonzentration in der Tiefenlinie der Hangdelle

7 FAZIT UND METHODENKRITIK

Die Ergebnisse dieser Studie und die daraus entwickelten Prozessabläufe bestätigen die in Kapitel 2 aufgestellte Hypothese 1, dass der durch periglaziale Deckschichten geprägte oberflächennahe Untergrund des untersuchten Kleineinzugsgebietes im Osterzgebirge entscheidend die Fließwege des Wassers und die Abflussdynamik beeinflusst. Ausschlaggebend dafür ist die unterschiedliche Ausprägung der bodenphysikalischen und sedimentologischen Schichteigenschaften von Haupt-, Mittel- und Basislage, die zur Ablenkung des vorerst vertikal infiltrierenden Wassers führen. Insbesondere die hydraulische Anisotropie der Basislage, deren Ausprägung im Rahmen dieser Arbeit grob abgeschätzt wird, beeinflusst dabei die Fließwege des Wassers. In vertikaler Richtung wirkt die Basislage aufgrund der hohen Lagerungsdichte wasserstauend und behindert auf diese Weise die Versickerung. Durch das dominant sandige Substrat und das hangparallel eingeregelter Bodenskelett kann Wasser, das in die Basislage gelangt, jedoch innerhalb der Schicht bevorzugt lateral geleitet werden. Somit bestätigt sich auch Hypothese 2.

In Hypothese 3 wurde, abgeleitet aus Erkenntnissen anderer Studien, behauptet, dass an Mittelgebirgshängen mit periglazialen Deckschichten Zwischenabfluss einen maßgeblichen Anteil am Gesamtabfluss einnimmt. Einen ersten Anhaltspunkt dazu liefert die ermittelte Verweilzeit des Wassers im Quelleinzugsgebiet von nur dreizehn Tagen, die auch im Hinblick auf Schadstofftransportprozesse als kurz einzustufen ist. Über die Analyse der hydrometrischen und hydrochemischen Daten kann gefolgert werden, dass bei mittlerer und hoher Vorfeuchte im Einzugsgebiet Zwischenabfluss als abflusserhöhender Prozess dominiert. Die Gegenüberstellung von lagenspezifischer Saugspannung und Durchfluss ergibt, dass die durch Zwischenabfluss hervorgerufenen überdurchschnittlichen Quellschüttungen erst dann auftreten, wenn Haupt-, Mittel- und obere Basislage Saugspannungswerte kleiner als Feldkapazität besitzen. Während der Schneeschmelze ereignisse ist neben *Interflow* auch *Return flow* möglich. Liegen bodenhydrologisch trockene Verhältnisse vor, überwiegt vertikale Infiltration in die obersten Dezimeter und Sättigungsoberflächenabfluss im Quellsumpfbereich. HORTONScher Oberflächenabfluss tritt dagegen nicht auf.

Die Gebietsvorfeuchte kann, neben der Ausprägung der Deckschichtenstruktur, als entscheidende Größe hinsichtlich der Tiefe wassergängiger Fließwege und der Höhe des Abflussbeiwertes herausgestellt werden. Mit zunehmender Gebietsvorfeuchte zeigt sich eine nichtlineare Zunahme des abflusswirksamen Niederschlags, so dass Hypothese 4 bestätigt werden kann. Allerdings hat bei ähnlich hoher Vorfeuchte auch die Niederschlags- bzw. Schmelzwassermenge einen Einfluss auf die Höhe des Abflussbeiwertes. Ab einer eingetragenen Wassermenge von 100 mm steigt der Anteil des abflusswirksamen Niederschlags nochmals deutlich an.

Als dritte, die hydrologische Reaktion des Einzugsgebiets beeinflussende Größe erweisen sich die gebietsspezifischen konvergenten Reliefeigenschaften. Diese führen zu einer Abflusskonzentration in der Tiefenlinie der Hangdelle, die bereits von zahlreichen Autoren (ANDERSON & BURT 1990, BONELL 1998, KLEBER et al. 1998, CHIFFLARD 2006 u.a.) postuliert wurde und in dieser Arbeit anhand der Ergebnisse der geoelektrischen Sondierungskartierungen aufgezeigt wird. Die quellnahe Einengung der Hangdelle und die damit verbundene Verkleinerung des Durchflussquerschnitts führen zusätzlich dazu, dass das quellnahe, lokale Grundwasser bei entsprechender lateraler Zufuhr von Hangwasser ansteigt. Dadurch kommt es zu einer überproportional starken Reaktion am Pegel.

Ein Vergleich der Erkenntnisse dieser Studie mit den Ergebnissen der bisher in anderen Landschaftsräumen durchgeführten Arbeiten (Abschnitt 1.4) zeigt, dass der Einfluss der periglazialen Deckschichten auf die Abflussbildungsprozesse im untersuchten Quelleinzugsgebiet mit anstehendem Gneis dem der Ton- / Siltschiefergebiete sehr ähnlich ist. Basislagen, die aus Graugneis bestehen, besitzen demnach ebenfalls hydraulisch anisotrope Eigenschaften und sind für die Ausbildung von Zwischenabfluss von großer Bedeutung. Im Hinblick auf einen Großteil der Hochwasserentstehungsgebiete des Osterzgebirges, deren Untergrund aus diesem oder ähnlichem Material aufgebaut ist (GRÄFE 2004), wird die Relevanz der vorliegenden Untersuchung deutlich. Zusätzlich zu den Erkenntnissen von KLEBER & SCHELLENBERGER (1999) wird herausgestellt, dass in der Basislage reliefabhängig unterschiedlich tief liegende, jedoch miteinander gekoppelte Fließwege existieren. Dies konnte wiederum auch von CHIFFLARD et al. (2008) beobachtet werden. Wasseraufstiege in der Basislage durch lateral zugeführtes Hangwasser, wie sie von KLEBER & SCHELLENBERGER (1999) sowie CHIFFLARD (2006) beschrieben wurden, finden im Untersuchungsgebiet bei hoher Vorfeuchte im Bereich vorfluternaher, lokaler Grundwasservorkommen statt. Ein tiefer liegendes Grundwasserstockwerk wird dagegen nicht ermittelt. Die Beobachtungen von ABDANK et al. (1999), als auch SCHOLTEN et al. (1999) und WENK (2000), dass in der Hauptlage über wasserundurchlässigen Zonen der Mittellage Zwischenabfluss entsteht, können nicht bestätigt werden. Die im Rahmen dieser Arbeit herausgestellten vorfeuchteabhängigen Ereignistypen mit ähnlichen Abflussprozessen und Abflussbeiwerten sind dagegen gut mit den Ergebnissen von CHIFFLARD (2006) vergleichbar.

Die vorerst widersprüchlich erscheinenden Erkenntnisse, die bisher in Gneisgebieten gewonnen wurden, sind mit dem in dieser Arbeit entwickelten Prozessverständnis so zu deuten, dass jeweils unterschiedliche Vorfeuchten zu den isoliert dargestellten Ergebnissen führten. SCHWARZE & BEUDERT (2009) beschreiben ein Niederschlags-Abfluss-Ereignis, dass mit den Ereignissen mit mittlerer Gebietsvorfeuchte dieser Arbeit vergleichbar ist. Die Aussage, dass laterale Flüsse in 85 bis 150 cm Tiefe zur Abflusserhöhung am Pegel beitragen, findet in vorliegender Arbeit Bestätigung. Detaillierte Vergleiche sind aufgrund der abweichenden Deckschichtenansprache allerdings schwer möglich. Die Erkenntnis von GRAMS (2010), dass bei hoher Vorfeuchte laterale Fließbewegungen in der Basislage dominieren, wird ebenfalls bekräftigt.

Aufgrund der spezifischen Eigenschaften der bisher untersuchten kleinen Einzugsgebiete und der schlecht vergleichbaren Deckschichtenansprachen ist jedoch zu empfehlen, weitere Studien in gneisgeprägten Einzugsgebieten zur Überprüfung der in dieser Arbeit aufgestellten Hypothesen durchzuführen. Aufgrund des eingeschränkten Untersuchungsmaßstabs in der Standort- bis Kleineinzugsgebietsskala bleibt außerdem ungeklärt, ob auch in mesoskaligen Gewässereinzugsgebieten mit anstehendem Gneis die dargestellten Abflussprozesse relevant sind und inwieweit sie die Abflussdynamik bestimmen. Daneben ist zu klären, ob auch im mesoskaligen Betrachtungsmaßstab die Hangdellen als Hauptleitbahnen des Wassers fungieren. Die non-invasive und zeit-sparende geoelektrischen Kartierung von Hangdellen mesoskaliger Mittelgebirgseinzugsgebiete könnte zur Ermittlung dieses Zusammenhangs Anhaltspunkte bringen.

In zukünftigen Studien ist der Ansatz des „*nested approach*“ (vgl. FERREIRA et al. 2008) zu empfehlen. Die Analyse der abflussrelevanten Strukturen und Prozesse sollte von der Standorts-, Hang- über die Kleineinzugsgebiets- bis hin zur Mesoskala untersucht werden, denn nur über den Skalentransfer ist eine verbesserte Prozessmodellierung möglich. Dabei sollte das Zeitverhalten des hydrologischen Systems länger untersucht werden, um gesicherte Erkenntnisse zum Zusammenhang „Niederschlagsinput - Abflussbildung / Speicherung im Deckschichtenkomplex - Pegelreaktion“ in Abhängigkeit von der Gebietsvorfeuchte zu ermitteln. Dabei ist es von großer Relevanz, die hydraulische Anisotropie der Basislage noch genauer zu quantifizieren und Ansätze zu finden, wie diese in hydrologische Niederschlag-Abfluss-Modelle bzw. Schadstofftransportmodelle implementiert werden kann. Eine weitere Herausforderung an die hydrologische Modellierung stellt die je nach Gebietsvorfeuchte tiefer rückende Feuchtefront und die damit verbundene Aktivierung unterschiedlich schneller Fließwege und -prozesse dar.

Neben der Entwicklung angepasster Hochwasservorhersagemodelle ist auch der Aufbau eines Risikomonitormessnetzes zu empfehlen, um in Zukunft Schäden durch Überflutung zu verringern. Die gezielte Beobachtung der Bodenvorfeuchte mittels Tensiometern, bevorzugt in vorfluternahen Hangdellenbereichen, könnte als Vorwarnsystem verwendet werden. Liegen durchgängig Vorfeuchten kleiner Feldkapazität und daneben gesättigte Verhältnisse in der (oberen) Basislage vor, dann ist davon auszugehen, dass Extremniederschläge zu lang andauernden Abflussereignissen mit hohen Abflussbeiwerten führen können. Gesicherte Erkenntnisse zu diesem Zusammenhang könnten im Rahmen einer Langzeitstudie erzielt werden, bei der entsprechende Extremniederschläge messtechnisch verfolgt und analysiert werden könnten, was im Rahmen dieser Arbeit leider nicht möglich war.

Die Prozessstudie im Quelleinzugsgebiet bei Mulda war von vornherein einem Widerspruch unterlegen. Zum einen waren die Struktur und der Aufbau des oberflächennahen Untergrundes zu erkunden, zum anderen sollten möglichst ungestörte Bedingungen vorliegen, um die Abflussbildungsprozesse untersuchen zu können. Eine Abwägung zwischen invasiver Deckschichtenkartierung sowie dem Einbau der Messgeräte und der Erfassung möglichst ungestörter Abflussprozesse war notwendig. Die Anzahl der Bohrungen zur Kartierung des oberflächennahen Untergrundes im Einzugsgebiet wurde deshalb so gewählt, dass die Eigenschaften der periglazialen Deckschichten im Detail sowie gebietstypische Strukturen im Überblick ermittelt werden konnten.

Um Störungen im Bereich des Messfeldes so gering wie möglich zu halten, wurden Erkundungsbohrungen zum Teil wieder verfüllt bzw. gleichzeitig zum Einbau der Messgeräte verwendet. Bodenprofile wurden nur so viele, wie notwendig und diese in größerer Entfernung zur Messtechnik angelegt. Bei der Anzahl der Tensiometer, Saugkerzen und FD-Sonden fand eine Abwägung bezüglich Störung der Strukturen und Informationsgewinn statt. Die Sensoren wurden so passgenau wie möglich mit den dafür vorgesehenen Bohrern und Dichtmanschetten eingebaut.

Die Daten der Tensiometer lieferten in Kombination mit der Ermittlung des Durchfluss am Pegel einen hohen Erklärungsbeitrag bei der Untersuchung der Abflussbildungsprozesse. In den bodenhydrologisch trockenen Monaten gab es allerdings zwischen parallel installierten Tensiometern in bis zu 1 m Tiefe teilweise recht große Abweichungen. Je tiefer die Tensiometer installiert waren bzw. je feuchter der oberflächennahe Untergrund war, umso geringer wurden die räumlichen Unterschiede und umso ähnlicher reagierten die parallel installierten Tensiometer. Nach HARTGE & HORN (1999) ist dies typisch für Saugspannungsmessungen. Da sich die Kernaussagen dieser Arbeit auf bodenhydrologisch feuchte Gebietszustände beziehen, ist die aus den Abweichungen der Saugspannungsmessungen verbundene Unsicherheit als wenig relevant anzusehen.

Aus der wöchentlichen hydrochemischen Analyse des Niederschlags-, Boden- und Quellwassers konnten Ableitungen zum Herkunftsraum des Quellwassers getroffen werden. Den größten Erklärungsbeitrag lieferten dabei die hydrochemischen Parameter Sulfat, Calcium und Magnesium. Aufgrund des wöchentlichen Beprobungsintervalls war die Separation von Ereignis- und Vorereigniswasser innerhalb einzelner Niederschlag-Abfluss-Ereignisse jedoch nicht eindeutig möglich. Durch eine zusätzliche ereignisbezogene Beprobung mittels Probennehmer und den Einsatz von künstlichen Tracern, wie beispielsweise Bromid, könnte die Aussagekraft über die Fließwege und das Alter des Wassers in zukünftigen Untersuchungen noch erhöht werden.

Die Erfassung der Boden- und Quellwassertemperatur hat ebenfalls gezeigt, dass unter bestimmten klimatologischen Rahmenbedingungen und thermischen Zuständen des Bodens Ableitungen zu Wasserflüssen möglich sind. Eine Verbesserung der Aussagekraft solcher Daten könnte durch einen dauerhaft installierten Temperatursensor direkt an der Wasseraustrittsstelle der Quelle erreicht werden.

Die Speichereigenschaften des Deckschichtenkomplexes, die für die Niederschlag-Abfluss-Modellierung von großer Bedeutung sind, wurden durch die Analyse des Leerlaufverhaltens anhand von Durchflussganglinien bestimmt. Aufgrund des kurzen Untersuchungszeitraums ist das Ergebnis als unsicher anzusehen und sollte deshalb in Langzeitstudien verifiziert werden. Auch die Bodenwassercharakteristik und die daraus abgeleiteten VAN-GENUCHTEN-Parameter sind für die Modellierung der Abflussprozesse in Hangsedimenten grundlegend und wurden aus diesem Grund aus Messdaten berechnet und stehen aufbauenden Arbeiten zur Verfügung. Aber auch hier ist die Anzahl der untersuchten Proben noch zu gering, um repräsentative Ergebnisse liefern zu können.

Die feldgesättigte hydraulische Leitfähigkeit der einzelnen periglazialen Lagen wurde im Gelände gemessen. Die Ergebnisse zeigen tendenziell die Unterschiede zwischen den Schichten auf. Da sie jedoch eine große Spannweite besitzen und einer deutlichen Streuung unterliegen, bedarf es ebenfalls weiterer Analysen. Die Höhe der hydraulischen Anisotropie der Basislage wurde im Rahmen dieser Arbeit über Befunde der hydrometrischen Messungen, Färbeversuche und der Messungen mit dem CCHP indirekt ermittelt. Es handelt sich dabei um eine erste grobe Abschätzung, die jedoch für hydrologische Modellierungsansätze noch unzureichend ist. Ein Ansatz zur direkten Bestimmung wären richtungsabhängige Messungen der gesättigten hydraulischen Leitfähigkeit im Labor. Allerdings sind Stechzylinderproben aus der Basislage aufgrund des hohen Bodenskelettgehalts problematisch, so dass möglicherweise nur hinreichend große repräsentative Bodenmonolithe sinnvolle Ergebnisse liefern könnten, deren Präparation, Transport und Instrumentierung jedoch nur unter hohem Aufwand und Kosten realisiert werden könnte. Im Gelände wären eventuell vergleichende Messungen zwischen Doppelring-Infiltrometer und CCHP möglich, da beim Infiltrometer durch den wassergefüllten Außenring nach DIN 19682-7 (2007) „Wasser praktisch nur senkrecht nach unten strömt“. Der CCHP misst stattdessen ohne Richtungseinschränkung. Allerdings zeigen die Ergebnisse des Färbeversuchs in Abschnitt 5.6.1, dass auch beim Doppelring-Infiltrometer laterale Wasserflüsse entstehen können, so dass die Aussagekraft dieses experimentellen Ansatzes fraglich ist.

Die Färbeversuche mit *Brilliant Blue* sind aufgrund der Sorptionseigenschaften des Tracers nur bedingt geeignet, um die bodeninneren Fließwege nachverfolgen zu können. Durch die langsame Infiltration bei der Beregung wurde vermutlich ein Großteil des Farbstoffes im Oberboden gebunden, so dass das Färbungsergebnis nicht mit den tatsächlichen Fließwegen des Wassers übereinstimmte. Das Infiltrationsexperiment brachte dagegen verwertbare Ergebnisse.

Mit Hilfe der geoelektrischen Kartierung war es möglich, ergänzende Informationen zur Feuchteverteilung im oberflächennahen Untergrund in höherer Tiefe und räumlicher Auflösung zu erhalten. Die im Labor ermittelten Widerstands-Sättigungs-Beziehungen schafften die Voraussetzung, die gemessenen Widerstände hinsichtlich der Wassersättigung interpretieren zu können. Durch die relativ geringe Probenanzahl und der Auswahl nur eines Beprobungsstandortes ist die Übertragbarkeit der Widerstands-Sättigungs-Beziehung für die kartierte Fläche von rund 0,5 ha und eine Kartierungstiefe von bis zu 12 m zu hinterfragen.

Da der Beprobungsstandort für das Untersuchungsgebiet jedoch sehr typische sedimentologische und bodenphysikalische Eigenschaften aufwies, sind die grundlegenden Aussagen zur Sättigungsverteilung im oberflächennahen Untergrund bis etwa 3 m unter GOK als glaubwürdig anzusehen. Um bei zukünftigen vergleichbaren Untersuchungen mehr Sicherheit bei der Dateninterpretation zu erhalten, sollten mehrere Standorte im Bereich der kartierten Fläche in unterschiedlichen Tiefen beprobt und im Labor analysiert werden, was dementsprechend aber einen erhöhten Zeit- und Personalaufwand sowie Störungen im Untersuchungsgebiet mit sich bringen würde. Material aus Tiefen unterhalb von 3 bis 4 m unter GOK müsste mittels Hohlkernbohrungen gewonnen werden. Ein erhöhter Kostenaufwand und wiederum Störungen durch die Materialentnahme bzw. -verdichtung wären damit verbunden.

Das geoelektrische Monitoring ist als redundante Methode zu den Tensiometermessungen brauchbar und kann in Kombination mit diesen mehr Erkundungssicherheit geben. Die zeitliche Auflösung war jedoch zu gering, um Aussagen zu Feuchteänderungen während einzelner Niederschlag-Abfluss-Ereignisse treffen zu können. Durch den Einsatz von selbstständig messenden Monitoringsystemen könnte die zeitliche und durch den Einsatz von Bohrlochelektroden (vgl. COSCIA et al. 2011) die räumliche Auflösung verbessert werden. Der Nachteil von Bohrlochelektroden ist aber wiederum die Störung des oberflächennahen Untergrundes.

Resümierend kann festgestellt werden, dass sich die Kombination aus hydrometrischen, hydrochemischen und geoelektrischen Methoden bewährt hat, den Einfluss der periglazialen Deckschichten auf die Abflussbildungsprozesse detailliert zu erfassen. Es wird empfohlen, die noch offenen Aspekte dieser Arbeit in aufbauenden oder adäquaten Studien mit einem vergleichbaren „Multi-Methoden-Ansatz“, bevorzugt mit den oben genannten Modifikationen und Ergänzungen, zu untersuchen.

8 LITERATURVERZEICHNIS

- ABDANK, H., ZIMMERLING, B., STEININGER, M. & R. MEIßNER (1999): Präferentielle Fließwege - Ursache für schnellen Stoffeintrag im Festgesteinsbereich der Unterharz-Plateauflächen. - *Mitteilungen der Deutschen Bodenkundlichen Gesellschaft* 91(2): 731-734.
- AD-HOC ARBEITSGRUPPE BODEN (2005): Bodenkundliche Kartieranleitung. - Schweizerbart, Hannover.
- ALLEN, P. M., YELDERMAN, J., HARMEL, R. D., ARNOLD, J., PLANT, B. & K. KING (2005): Field data and flow system response in clay (vertisol) shale terrain, north central Texas, USA. - *Hydrological Processes* 19: 2719-2736.
- AMOOZEGAR, A. (1989): A Compact Constant-Head Permeameter for measuring saturated hydraulic conductivity of the vadose zone. - *Soil Science Society of America Journal* 53(5): 1356-1361.
- ANDERSON, M.G. & T.P. BURT (1990): Subsurface runoff. - In: ANDERSON, M.G. & BURT, T.P. (Hrsg.): *Process studies in hillslope hydrology*. - Wiley, Chichester: 365-400.
- ANGIER, J.T. & G.W. MCCARTY (2008): Variations in base-flow nitrate flux in a first-order stream and riparian zone. - *Journal of the American Water Resources Association* 44/2: 367-380.
- ARMBRUSTER, M., ABIY, M. & K.-H. FEGER (2003): The biogeochemistry of two forested catchments in the Black Forest and the eastern Ore Mountains (Germany). - *Biogeochemistry* 65: 341-368.
- AUSWÄRTIGES AMT (2010): Karte von Deutschland. - <http://www.deutschland.de> (aufgerufen am 10.11.2010).
- BAADE, J. (1994): Geländeexperiment zur Verminderung des Schwebstoffaufkommens in landwirtschaftlichen Einzugsgebieten. - *Heidelberger Geographische Arbeiten* 95, Selbstverlag des Geographischen Instituts der Universität Heidelberg, Heidelberg.
- BALAZS, A. (1983): Interzeptionsverdunstung des Waldes im Winterhalbjahr als Bestimmungsgröße des nutzbaren Wasserdargebots. - *Beiträge zur Hydrologie, Sonderheft* 4: 79-102.
- BAUMGARTNER, A. & H.-J. LIEBSCHER (1996): *Allgemeine Hydrologie: Quantitative Hydrologie*. - Borntraeger, Berlin.
- BECKER, A., GÜNTNER, A. & D. KATZENMAIER (1999): Required integrated approach to understand runoff generation and flow-path dynamics in catchments. Integrated methods in catchment hydrology - tracer, remote sensing and new hydrometric techniques. - *IAHS Publications* 258: 3-9.
- BEIERKUHNLEIN, C. (1994): Waldquellfluren im Frankenwald - Untersuchungen zur reaktiven Bioindikation. - Dissertation, Universität Bayreuth.
- BEIERKUHNLEIN, C. & A. KLEBER (1999): Zur Morphogenese flächiger Quellfluren. - *Bayreuther Forum Ökologie* 71: 27-34.
- BENDE-MICHL, U. (2004): Entwicklung eines multiskaligen hydrochemischen Regionalisierungskonzeptes im Mittelgebirgsraum - Typisierung, Modellierung und Fuzzy-Set-basierte Flächenklassifikation nach einheitlichen Prozesseigenschaften. - Dissertation, Friedrich-Schiller-Universität Jena.
- BENECKE, A. (1984): Der Wasserumsatz eines Buchen- und eines Fichtenwaldökosystems im Hochsolling. - *Schriften aus der Forstlichen Fakultät der Universität Göttingen und der Niedersächsischen Forstlichen Versuchsanstalt* 77, Sauerländer, Frankfurt am Main.
- BGR - BUNDESANSTALT FÜR GEOWISSENSCHAFTEN UND ROHSTOFFE (2007): *Bodenübersichtskarte 1 : 200 000*, CC 5542 Dresden.
- BIRKINSHAW, S.J. & B. WEBB (2010): Flow pathways in the Slapton Wood catchment using temperature as a tracer. - *Journal of Hydrology* 383: 269-279.
- BIRON, P.M., ROY, A.G., COURSCHESENE, F., HENDERSHOT, W.H., CÔTE, B. & J. FYLES (1999): The effects of antecedent moisture conditions on the relationship of hydrology to hydrochemistry in a small forested watershed. - *Hydrological Processes* 13: 1541-1555.
- BLACHE, M., SCHWARZ, F., MARBURG, S. (2010): Messung der feldgesättigten hydraulischen Leitfähigkeit in periglazialen Deckschichten eines Kleineinzugsgebiets. - Belegarbeit, Technische Universität Dresden. (unv.)

- BMU - BUNDESMINISTERIUM FÜR UMWELT, NATURSCHUTZ UND REAKTORSICHERHEIT (2003): Hydrologischer Atlas von Deutschland. - Berlin.
- BONELL, M. (1998): Selected challenges in runoff generation research in forests from the hillslope to headwater drainage basin scale. - *Journal of American Water Resources Association* 34 (4): 765-785.
- BONELL, M., HENDRIKS, M.R., IMESON, A.C. & L. HAZELHOFF (1984): The generation of storm runoff in a forested clayey drainage basin in Luxembourg. - *Journal of Hydrology* 71: 53-77.
- BOWDEN, W.B., FAHEY, B.D., EKANAYAKE, J. & D. L. MURRAY (2001): Hillslope and wetland hydrodynamics in a tussock grassland, South Island, New Zealand. - *Hydrological Processes* 15: 1707-1730.
- BRAHMER, G. (1990): Wasser- und Stoffbilanzen bewaldeter Einzugsgebiete im Schwarzwald unter besonderer Berücksichtigung naturräumlicher Ausstattungen und atmosphärischer Einträge. - Selbstverlag des Instituts für Bodenkunde und Waldernährungslehre, Freiburg.
- BREDEMEIER, M. & S.E. LINDBERG (1991): Stoffeinträge in Einzelniederschlags- und periodischen Gesamt(Bulk-) Niederschlagsproben in einem Fichtenwald - ein methodischer Vergleich. - *Zeitschrift für Staub und Reinhaltung der Luft* 39: 36-42.
- BRONSTERT, A. (1994): Modellierung der Abflußbildung und der Bodenwasserdynamik von Hängen. - Dissertation, Universität Fridericiana Karlsruhe.
- BRONSTERT, A. & H. ENGEL (2005): Veränderung der Abflüsse. - In: LOZÁN, J.L. (Hrsg.): Warnsignal Klima: Genug Wasser für alle? Wissenschaftliche Fakten. - Wissenschaftliche Auswertungen, Hamburg: 175-181.
- BRÜGGEMANN, E., GNAUK, T., HERRMANN, H., MÜLLER, K., BIRMILI, W., ENGLER, C., WEINHOLD, K. & A. WIEDENSOHLER (2007): Einfluss des Ferneintrages auf die Feinstaubbelastung im Ballungsraum. - Abschlussbericht zum FuE-Vorhaben im Auftrag des Sächsischen Landesamtes für Umwelt und Geologie. - [http://www.umwelt.sachsen.de/umwelt/download/luft/1_Kurzfassung_\(8_Seiten\).pdf](http://www.umwelt.sachsen.de/umwelt/download/luft/1_Kurzfassung_(8_Seiten).pdf) (aufgerufen am 25.06.2011).
- BRUTSAERT, W. (2005): Hydrology: an introduction. - Cambridge University Press, Cambridge.
- BÜTTNER, U. (2009): Hochwasser 2002 im Muldegebiet. - Schriftenreihe des Landesamtes für Umwelt, Landwirtschaft und Geologie 32, Dresden.
- BUNDESAMT FÜR KARTOGRAPHIE UND GEODÄSIE (2011): Topographische Karte von Sachsen. - <http://www.geodatenzentrum.de> (aufgerufen am 01.09.2011).
- BURT, T.P. & S.T. TRUDGILL (1985): Soil properties, slope hydrology and spatial patterns of chemical denudation. - In: RICHARDS, K.S., ARNETT, R.R. & S. ELLIS (Hrsg.): Geomorphology and soils. - G. Allen & Unwin, London: 13-36.
- BUTTLE, J.M. & K. SAMI (1992): Testing the groundwater ridging hypothesis of streamflow generation during snowmelt in a forested catchment. - *Journal of Hydrology* 135: 53-72.
- CASPER, M.C. (2002): Die Identifikation hydrogeologischer Prozesse im Einzugsgebiet des Dürreychbaches (Nordschwarzwald). - Dissertation, Universität Fridericiana Karlsruhe.
- CHAPLOT & WALTER (2003): Subsurface topography to enhance the prediction of the spatial distribution of soil wetness. - *Hydrological Processes* 17: 2567-2580.
- CHIFFLARD, P. (2006): Der Einfluss des Reliefs, der Hangsedimente und der Bodenvorfeuchte auf die Abflussbildung im Mittelgebirge - Experimentelle Prozess-Studien im Sauerland. - Bochumer geographische Arbeiten Heft 76, Geographisches Institut der Ruhr-Universität Bochum.
- CHIFFLARD, P., DIDSZUN, J. & H. ZEPP (2008): Skalenübergreifende Prozess-Studien zur Abflussbildung in Gebieten mit periglazialen Deckschichten (Sauerland, Deutschland). - *Grundwasser - Zeitschrift der Fachsektion Hydrogeologie* 13: 27-41.
- CHIFFLARD, P., GALL, S. & H. ZEPP (2006): Untersuchungen zur räumlichen Variabilität der Oberbodenfeuchte in Abhängigkeit von Relief und Boden. - *Berichtsband zum Workshop 2003, Innovative Feuchtemessung in Forschung und Praxis* 1: 283-306.
- CHIFFLARD, P. & ZEPP, H. (2008): Erfassung der zeitlichen Variabilität der Abflussbereitschaft eines Einzugsgebietes auf Grundlage von Bodenfeuchtemessungen. - *Hydrologie und Wasserbewirtschaftung* 52(3): 98-109.

- COHEN, M. & Y. MUALEM (2011): Steady convective flow in an unsaturated state dependent anisotropic soil profile: Analysis of the affected zone from a contaminating point source. - *Journal of Hydrology* 396: 12-23.
- COSCIA, I., GREENHALGH, S.A., LINDE, N., DOETSCH, J., MARESCOT, L., GÜNTHER, T., VOGT, T. & A.G. GREEN (2011): 3D crosshole ERT for aquifer characterization and monitoring of infiltrating river water. - *Geophysics* 76(2): G49-G59.
- DAMM, B. & B. TERHORST (2010): A model of slope formation related to landslide activity in the Eastern Prealps, Austria. - *Geomorphology* 122: 338-350.
- DIDSZUN, J. (2004): Experimentelle Untersuchungen zur Skalenabhängigkeit der Abflussbildung. - *Freiburger Schriften zur Hydrologie* Band 19.
- DIERCKE, C., GEHRING, W., & T. MICHAEL (2008): *Diercke Weltatlas*. - Westermann, Braunschweig.
- DIN - DEUTSCHES INSTITUT FÜR NORMUNG (1966): DIN 58666 Meteorologische Geräte - Niederschlags-Auffanggerät. - Beuth Verlag, Berlin, Köln.
- DIN - DEUTSCHES INSTITUT FÜR NORMUNG (1994): DIN 4049-3: Hydrologie; Begriffe zur quantitativen Hydrologie - Abschnitt 3: Unterirdisches Wasser. - Beuth Verlag, Berlin, Köln.
- DIN - DEUTSCHES INSTITUT FÜR NORMUNG (1997): DIN 19685 Klimatologische Standortuntersuchungen, Ermittlung der meteorologischen Größen. - Beuth Verlag, Berlin, Köln.
- DIN - DEUTSCHES INSTITUT FÜR NORMUNG (2001): DIN 11274 Bodenbeschaffenheit - Bestimmung des Wasserrückhaltevermögens - Laborverfahren. - Beuth Verlag, Berlin, Köln.
- DIN - DEUTSCHES INSTITUT FÜR NORMUNG (2001): DIN 11276 Bestimmung des Porenwasserdrucks Tensiometerverfahren. - Beuth Verlag, Berlin, Köln.
- DIN - DEUTSCHES INSTITUT FÜR NORMUNG (2007): DIN 19682-7 Bodenbeschaffenheit - Felduntersuchungen - Teil 7: Bestimmung der Infiltrationsrate mit dem Doppelzylinder-Infiltrimeter. - Beuth Verlag, Berlin, Köln.
- DIN - DEUTSCHES INSTITUT FÜR NORMUNG (2011): DIN 18124 Baugrund, Untersuchung von Bodenproben - Bestimmung der Korndichte - Kapillarpiknometer, Weithalspiknometer, Gaspyknometer - Beuth Verlag, Berlin, Köln.
- DÖHLER, S. & C. PETER (2008): Messung der feldgesättigten Leitfähigkeit in periglazialen Deckschichten eines Quelleinzugsgebietes im Erzgebirge. - Belegarbeit, Technische Universität Dresden. (unv.)
- DÖHLER, S. (2011): Wie Regen in den Boden sickert. Farbtracerversuche mit Brilliant Blue FCF zum Nachweis von präferentiellem Fließen in periglaziären Lagen unter Wald. - Diplomarbeit, Technische Universität Dresden. (unv.)
- DURNER, W. (1991): Vorhersage der hydraulischen Leitfähigkeit strukturierter Böden. - *Bayreuther Bodenkundliche Berichte* 20.
- DVWK - DEUTSCHE VEREINIGUNG FÜR WASSERWIRTSCHAFT, ABWASSER UND ABFALL (2002): ATV-DVWK-Regelwerk Merkblatt 504, Verdunstung in Bezug zu Landnutzung, Bewuchs und Boden. - Gesellschaft zur Förderung der Abwassertechnik e.V., Hennef.
- DYCK, S. (1980): *Angewandte Hydrologie - Teil 2: Der Wasserhaushalt der Flußgebiete*. - Verlag für Bauwesen, Berlin.
- DYCK, S. & G. PESCHKE (1995): *Grundlagen der Hydrologie*. - Verlag für Bauwesen, Berlin.
- EDELMANN, H.A.K. (1997): Seismik Meßgeräte - Aufnehmer und Aufnahmeapparaturen. - In: KNÖDEL, K., KRUMMEL, H. & G. LANGE (Hrsg.): *Geophysik. - Handbuch zur Erkundung des Untergrundes von Deponien*. Band 3, Springer, Berlin: 485-509.
- EICHHORN, E. (2010): Modellierung der Hangwasserdynamik eines Quelleinzugsgebietes im Osterzgebirge mit GeoSys. - Diplomarbeit, Technische Universität Dresden. (unv.)
- EIJKELKAMP RESEARCH EQUIPMENT (2004): Compact constant head permeameter - users manual. - Eijkelkamp Agrisearch Equipment, Giesbeek.

- EINSELE G., AGSTER G. & M. ELGNER (1986): Niederschlag-Bodenwasser-Abflußbeziehungen bei Hochwasserereignissen im Keuper-Lias-Bergland des Schönbuchs. - In: EINSELE, G. (Hrsg.): Das landschaftsökologische Forschungsprojekt Naturpark Schönbuch. - VCH, Weinheim: 209-234.
- ELE INTERNATIONAL (1994): User manual - Appendix I EMS Sensor Specifications, 507-238 Wind Direction Sensor.
- ELRICK, D.E. & W.D. REYNOLDS (1992): Methods for analyzing constant-head well permeameter data. - Soil Science Society of America Journal 56: 320-323.
- ELSENBEER, H. & R.A. VERTESSY (2000): Stormflow generation and flowpath characteristics in an Amazonian rainforest catchment. - Hydrological Processes 14: 2367-2381.
- ERNSTBERGER, H., MEUSER, A., SOKOLLEK, V. & B. WOHLRAB (1992): Hydrologische Brachlandforschung im Mittelgebirge - Zehn Jahre Untersuchungen in Mittelhessen. - DVWK-Schriften 101, Hamburg-Berlin.
- EUROPEAN ENVIRONMENTAL AGENCY (2011): Disasters in Europe: more frequent and causing more damage. - <http://www.eea.europa.eu/highlights/natural-hazards-and-technological-accidents> (aufgerufen am 28.11.2011).
- FERREIRA, A.J.D., COELHO, C.O.A., RITSEMA, C.J., BOULET, A.K. & J.J. KEIZER (2008): Soil and water degradation processes in burned areas: Lessons learned from a nested approach. - Catena 74: 273-285.
- FERTIG, J. (1997): Seismik - Prinzip der Methode. - In: KNÖDEL, K., KRUMMEL, H. & G. LANGE (Hrsg.): Geophysik. - Handbuch zur Erkundung des Untergrundes von Deponien. - Band 3, Springer, Berlin: 405-406.
- FEYEN, H., WUNDERLI, H., WYDLER, H. & A. PAPRITZ (1999): A tracer experiment to study flow paths of water in a forest soil. - Journal of Hydrology 225: 155-167.
- FLÜGEL, W.-A. (1988): Interzeptionsverluste und Niederschlagsbilanzen für Fichten- und Buchenbestände auf dem "Hollmuth", Kleiner Odenwald. - In: BARSCH, D. & W.-A. FLÜGEL (Hrsg.): Niederschlag, Grundwasser, Abfluß. Ergebnisse aus dem hydrologisch-geomorphologischen Versuchsgebiet „Hollmuth“, Heidelberger geographische Arbeiten 66: 83-100.
- FLÜGEL, W.-A., & O. SCHWARZ (1988): Berechnungsversuche zur Erzeugung von Oberflächenabfluß, Interflow und Grundwassererneuerung. - In: BARSCH, D. & W.-A. FLÜGEL (Hrsg.): Niederschlag, Grundwasser, Abfluß-Ergebnisse aus dem hydrologisch-geomorphologischen Versuchsgebiet „Hollmuth“. - Heidelberger geographische Arbeiten 66: 169-200.
- FLURY, M. & H. FLÜHLER (1994): Brilliant Blue FCF as a dye tracer for solute transport studies - A toxicological overview. - Journal of Environmental Quality 23: 1108-1112.
- FLURY, M. & H. FLÜHLER (1995): Tracer characteristics of Brilliant Blue FCF. - Soil Science society of America Journal 59: 22-27.
- FORSTBEZIRK MARIENBERG (2007): Standortsbeschreibung des Forstbestands Gemeinde Mulda/Sachsen. - Fax vom 26.09.2007.
- Frischbier, Nico (2012): Untersuchungen zur Einzelbaumverursachten kleinräumigen Variabilität und regenhöhenbasierten Dynamik des Bestandesniederschlages am Beispiel zweier Buchen-Fichten-Mischbestände. - Dissertation, Technische Universität Dresden.
- FUJIMOTO, M., OTHE, N. & M. TANI (2011): Effects of hillslope topography on runoff response in a small catchment in the Fudoji Experimental Watershed, central Japan. - Hydrological Processes 25: 1874-1886.
- GERITS, J.J.P., DE LIMA, J.L.M.P. & T.M.W. VAN DEN BROEK (1990): Overland flow and erosion. - In: ANDERSON, M.G. & T.P. BURT (Hrsg.): Process studies in hillslope hydrology. - Wiley, Chichester: 173-214.
- GOLDBERG, V., FRANKE, J. & C. BERNHOFER (2007): Das Klima von Sachsen. - Mitteilungen der Deutschen Bodenkundlichen Gesellschaft 111: 37-50.
- GRÄFE, H. (2004): Ereignisanalyse Hochwasser August 2002 in den Osterzgebirgsflüssen. - Saxoprint, Dresden.
- GRAHAM, C., McDONNELL, J. J. & R. WOODS (2010a): Hillslope threshold response to storm rainfall: (1) A field based forensic approach. - Journal of Hydrology, DOI: 10.1016/J.JHYDROL.2009.12.015.

- GRAHAM, C.B., VAN VERSEVELD, W., BARNARD, H.R. & J.J. McDONNELL (2010b): Estimating the deep seepage component of the hillslope and catchment water balance within a measurement uncertainty framework. - *Hydrological Processes* 24: 3631-3647.
- GRAMS, E. (2010): Quantifizierung der Bodenwasserbilanz und sie kontrollierender Parameter entlang eines Hangabschnitts im Bayerischen Wald. - Diplomarbeit, Freie Universität Berlin.
- GRANDNER, N. (2011): Neubewertung der Ringinfiltrometer- Methode für die Bestimmung der Infiltrationskapazität und der feldgesättigten hydraulischen Leitfähigkeit in ungesättigten Böden. - Diplomarbeit, Technisch Universität Dresden. (unv.)
- GREGORY, K.J. & D.E. WALLING (1973): Drainage basin form and process: a geomorphological approach. - Wiley, New York.
- GRIMMEISEN, W. (2007): Pers. E-mail vom 23.11.2007, Betr.: LWF-Niederschlagssammler, Bayerische Landesanstalt für Wald und Forstwirtschaft.
- GRUNEWALD, K. & W. SCHMIDT (2005): Bilaterale Untersuchungen und modellgestützte Prognosen von Huminstoffeinträgen in Oberflächengewässer aufgrund veränderter Ökosystemzustände und deren Relevanz für die Trinkwasserproduktion. - FuE-Bericht. - <http://www.dvgw.de/fileadmin/dvgw/wasser/ressourcen/huminstoff.pdf> (aufgerufen am 09.03.2012).
- GÜNTHER, T., RÜCKER, C. & U. SERFLING (2011): Homepage der OpenSource Softwareplattform „Resistivity.net“. - <http://www.resistivity.net/index.php?id=ra2dtomo> (aufgerufen am 30.10.2011).
- HAGER, W.H. (1990): Scharfkantiger Dreiecküberfall, Wasser Energie Luft - eau, énergie, air. 82(1/2): 9-14.
- HARTGE, K.H. & R. HORN (1999): Einführung in die Bodenphysik. - Enke, Stuttgart.
- HARTGE, K.H. & R. HORN (2009): Die physikalische Untersuchung von Böden: Praxis, Messmethoden, Auswertung. - Schweizerbart, Stuttgart.
- HAYASHI, M. (2004): Temperature - electrical conductivity relation of water for environmental monitoring and geophysical data inversion. - *Environmental Monitoring and Assessment* 96: 119-128.
- HECHT, S. (2001): Anwendung refraktionsseismischer Methoden zur Erkundung des oberflächennahen Untergrundes: mit acht Fallbeispielen aus Südwestdeutschland. - *Stuttgarter Geographische Studien* 131, Stuttgart.
- HECHT, S. (2007): Sedimenttomographie für die Archäologie - Geoelektrische und refraktionsseismische Erkundungen für on-site und off-site studies. - In: WAGNER, G. (Hrsg.): Einführung in die Archäometrie. - Springer, Berlin, Heidelberg: 95-112.
- HEIKO MEIER NACHRICHTENTECHNIK (2007a): Datenblatt Luftfeuchte-Lufttemperatursensor 2040.
- HEIKO MEIER NACHRICHTENTECHNIK (2007b): Datenblatt Messwertgeber Windgeschwindigkeit 4035.
- HELLMANN, H. (1999): Qualitative Hydrologie - Wasserbeschaffenheit und Stoff-Flüsse. - Borntraeger, Berlin.
- HENNIG, H. & R. SCHWARZE (2001): Geohydraulische Interpretation des Konzeptmodells Einzellinearspeicher und Konsequenzen für die Modellierung des Grundwasserabflusses. - *Wasserwirtschaft* 90(1): 42-48.
- HILLEL, D. (2004): Introduction to environmental soil physics. - Elsevier Academic Press, Amsterdam.
- HOFERICHTER, A. (2011): Infiltrationsmessungen unter Wald in einem Quelleinzugsgebiet der Freiburger Mulde. - Bachelorarbeit, Technische Universität Dresden. (unv.)
- HÖLTING, B. (1991): Geogene Grundwasserbeschaffenheit und ihre regionale Verbreitung in der Bundesrepublik Deutschland. - In: ROSENKRANZ, D., BACHMANN, G., EINSELE, G. & H.-M. HARREß (Hrsg.): Bodenschutz. Ergänzendes Handbuch der Maßnahmen und Empfehlungen für Schutz, Pflege und Sanierung von Böden, Landschaft und Grundwasser. - E. Schmidt-Verlag, Berlin, Bielefeld, München: 1-36.
- HÖLTING, B. & W.G. COLDEWEY (2005): Hydrogeologie: Einführung in die Allgemeine und Angewandte Hydrogeologie. - Elsevier, Spektrum Akademischer Verlag, München.
- HOMILIUS, J. & H. FLATHE (1988): Geoelektrik in der Wassererschließung. - In: SCHNEIDER, H. (Hrsg.): Die Wassererschließung: Grundlagen d. Erkundung, Bewirtschaftung u. Erschließung von Grundwasservorkommen in Theorie u. Praxis. - Vulkan-Verlag, Essen: 203-279.

- HOYER, C. (2010): Fortführung des geoelektrischen Monitorings zur Untersuchung hydrologischer Zustände und Prozesse am Hang in einem Quelleinzugsgebiet im Osterzgebirge. - Belegarbeit, Technische Universität Dresden. (unv.)
- HUBER, J. & J. VÖLKE (2009): Untersuchungen zum Wasserfluss und zur stofflichen Differenzierung in der Critical Zone - Beispiele aus dem Bayerischen Wald und der Colorado Front Range, USA. - Vortrag auf dem Deutschen Geographentag, 19. - 26. September 2009, Wien.
- HÜBNER, R. (2009): Geoelektrisches Monitoringexperiment zur Untersuchung hydrologischer Zustände und Prozesse am Hang in einem Quelleinzugsgebiet der Freiburger Mulde. - Diplomarbeit, Technische Universität Dresden. (unv.)
- HÜMANN, M., SCHÜLER, G., MÜLLER, C., SCHNEIDER, R., JOHST, M. & T. CASPARI (2011): Identification of runoff processes - The impact of different forest types and soil properties on runoff formation and floods. - *Journal of Hydrology* 409: 637-649.
- JORDAN, H. & H.-J. WEDER (1995): Hydrogeologie: Grundlagen und Methoden; Regionale Hydrogeologie: Mecklenburg-Vorpommern, Brandenburg und Berlin, Sachsen-Anhalt, Sachsen, Thüringen. - Enke, Stuttgart.
- JOHST, M. (2011): Experimentelle und modellgestützte Untersuchungen zur Hochwasserentstehung im Nordpfälzer Bergland unter Verwendung eines neuartigen Spatial-TDR-Bodenfeuchtemessgeräts. - Dissertation, Universität Trier.
- KAMPF, S.K. (2011): Variability and persistence of hillslope initial conditions: A continuous perspective on subsurface flow response to rain events. - *Journal of Hydrology* 404: 176-185.
- KARNSTEDT, A. (2011): Karte Naturräume im Erzgebirge. - http://commons.wikimedia.org/wiki/File:Erzgebirge_Naturraum_map_de.png?uselang=de (aufgerufen am 30.08.2011).
- KELLER, G.V. & F.C. FRISCHKNECHT (1966): Electrical methods in geophysical prospecting. - Pergamon Press, Oxford.
- KETELSEN, H. & S. MEYER-WINDEL (1999): Adsorption of Brilliant Blue FCF by soils. - *Geoderma* 90: 131-145.
- KIM, H.J., SIDLE, R.C., MOORE, R.D. & R. HUDSON (2004): Throughflow variability during snowmelt in a forested mountain catchment, coastal British Columbia, Canada. - *Hydrological Processes* 18: 1219-1236.
- KIM, H.J., SIDLE, R.C. & R.D. MOORE (2005): Shallow lateral flow from a forested hillslope: Influence of antecedent wetness. - *Catena* 60: 293-306.
- KIPP & ZONEN (2007): Datenblatt NR-Lite Netto-Radiometer.
- KIRKBY, M.J. (1985): Hillslope hydrology. - Wiley, Chichester: 37-75.
- KIRKBY, M.J. (1999): Translating models from hillslope (1 ha) to catchment (1000 km²) scales. - In: DIEKKRÜGER, B., KIRKBY, M.J. & U. SCHRÖDER (Hrsg.): Regionalization in Hydrology. - IAHS Publication 254, Wallingford: 1-12.
- KLEBER, A. (1992): Periglacial slope deposits and their pedogenetic implications in Germany. - *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 99: 361-371.
- KLEBER, A. (2004): Lateraler Wasserfluß in Hangsedimenten unter Wald. - In: LORZ, C. & D. HAASE (Hrsg.) (2004): Stoff- und Wasserhaushalt in Einzugsgebieten. - Beiträge zur EU-Wasserrahmenrichtlinie und Fallbeispiele. - Springer, Berlin, Heidelberg: 7-22.
- KLEBER, A. & A. SCHELLENBERGER (1998): Slope hydrology triggered by cover-beds. With an example from the Frankenwald Mountains, northeastern Bavaria. - *Zeitschrift für Geomorphologie N.F.* 42: 469-482.
- KLEBER, A. & A. SCHELLENBERGER (1999): Hydrogeologische Verhältnisse eines Quelleinzugsgebietes im Frankenwald. - In: Beierkuhnlein, C. & T. Gollan (Hrsg.): Ökologie silikatischer Waldquellen in Mitteleuropa. *Bayreuther Forum Ökologie* 71: 17-25.
- KLEBER, A. & B. TERHORST (Hrsg., in Vorbereitung): Mid-latitude slope deposits (cover beds). - Elsevier, Amsterdam.
- KLEBER, A. & H. STINGL (2000): Zur Flußgeschichte des Trebgasttals nördlich von Bayreuth. Eine zweiphasige Talverlegung im Rotmainssystem. - *Bamberger Geographische Schriften Sonderfolge* 6: 191-208.

- KLEBER, A., LINDEMANN, J., SCHELLENBERGER, A., BEIERKUHNLEIN, C., KAUPENJOHANN, M. & S. PEIFFER (1998): Slope deposits and water paths in a spring catchment, Frankenwald, Bavaria, Germany. - *Nutrient Cycling in Agroecosystems* 50: 119-126.
- KLINGER, T. (1995): Mengen- und Spurenelemente in Waldböden über unterschiedlichen Grundgesteinen des Osterzgebirges. - Dissertation, Technische Universität Dresden.
- KLOTZSCHE, D. (2008): Vegetationskundliche Aufnahme in einem Quelleinzugsgebiet im Osterzgebirge. - Belegarbeit, Technische Universität Dresden. (unv.)
- KOCH, K., WENNINGER, J., UHLENBROOK, S. & M. BONELL (2009): Joint interpretation of hydrological and geophysical data: Electrical resistivity tomography results from a process hydrological research site in the Black Forest Mountains, Germany. - *Hydrological Processes* 23: 1501-1513.
- KÖRNER, J. (1996): Abflussbildung, Interflow und Stoffbilanzierung im Schönbuch Waldgebiet. - *Tübinger Geowissenschaftliche Arbeiten, Reihe C, Band 27*.
- KOO, M.-H. & Y. KIM (2008): Modelling of water flow and heat transport in the vadose zone: Numerical demonstration of variability of local groundwater recharge in response to monsoon rainfall in Korea. - *Geosciences Journal* 12(2): 123-137.
- KOWALKE, H. (2000): Sachsen. - Klett-Perthes, Gotha.
- KRUMMEL, H. (1997): Seismische Quellen. - In: KNÖDEL, K., KRUMMEL, H. & G. LANGE (Hrsg.): *Geophysik. - Handbuch zur Erkundung des Untergrundes von Deponien*. Band 3, Springer, Berlin: 447-484.
- LANGE, G. (1997): Geoelektrik - Gleichstromgeoelektrik. - In: KNÖDEL, K., KRUMMEL, H. & G. LANGE (Hrsg.): *Geophysik. - Handbuch zur Erkundung des Untergrundes von Deponien*. Band 3, Springer, Berlin: 122-165.
- LFUG - LANDESAMT FÜR UMWELT UND GEOLOGIE (1992): *Geologische Übersichtskarte des Freistaates Sachsen 1: 400.000*, Freiberg.
- LFUG - LANDESAMT FÜR UMWELT UND GEOLOGIE (2007): *Bodenatlas des Freistaates Sachsen*.
- LFULG - LANDESAMT FÜR UMWELT, LANDWIRTSCHAFT UND GEOLOGIE (2008a): Analyse und Prognose der meteorologisch-hydrologischen Situation - Monatsbericht Juli 2008. - <http://www.umwelt.sachsen.de/umwelt/wasser/707.htm> (aufgerufen am 28.08.2008).
- LFULG - LANDESAMT FÜR UMWELT, LANDWIRTSCHAFT UND GEOLOGIE (2008b): Analyse und Prognose der meteorologisch-hydrologischen Situation - Monatsbericht August 2008. - <http://www.umwelt.sachsen.de/umwelt/wasser/707.htm> (aufgerufen am 21.09.2008).
- LFULG - LANDESAMT FÜR UMWELT, LANDWIRTSCHAFT UND GEOLOGIE (2008c): Analyse und Prognose der meteorologisch-hydrologischen Situation - Monatsbericht Oktober 2008. - <http://www.umwelt.sachsen.de/umwelt/wasser/707.htm> (aufgerufen am 24.11.2008).
- LFULG - LANDESAMT FÜR UMWELT, LANDWIRTSCHAFT UND GEOLOGIE (2008d): Analyse und Prognose der meteorologisch-hydrologischen Situation - Monatsbericht Dezember 2008. - <http://www.umwelt.sachsen.de/umwelt/wasser/707.htm> (aufgerufen am 19.01.2009).
- LFULG - LANDESAMT FÜR UMWELT, LANDWIRTSCHAFT UND GEOLOGIE (2008e): Analyse und Prognose der meteorologisch-hydrologischen Situation - Monatsbericht November 2008. - <http://www.umwelt.sachsen.de/umwelt/wasser/707.htm> (aufgerufen am 21.12.2008).
- LFULG - LANDESAMT FÜR UMWELT, LANDWIRTSCHAFT UND GEOLOGIE (2008f): Karte des Freistaates Sachsen – Naturregionen und Naturräume. - http://www.umwelt.sachsen.de/de/wu/umwelt/lfug/lfug-internet/documents/naturreg_raum_A3.pdf (aufgerufen am 04.03.2012).
- LFULG - LANDESAMT FÜR UMWELT, LANDWIRTSCHAFT UND GEOLOGIE (2009a): Analyse und Prognose der meteorologisch-hydrologischen Situation - Monatsbericht Februar 2009. - <http://www.umwelt.sachsen.de/umwelt/wasser/707.htm> (aufgerufen am 28.03.2009).
- LFULG - LANDESAMT FÜR UMWELT, LANDWIRTSCHAFT UND GEOLOGIE (2009b): Analyse und Prognose der meteorologisch-hydrologischen Situation - Monatsbericht März 2009. - <http://www.umwelt.sachsen.de/umwelt/wasser/707.htm> (aufgerufen am 02.05.2009).

- LFULG - LANDESAMT FÜR UMWELT, LANDWIRTSCHAFT UND GEOLOGIE (2009c): Analyse und Prognose der meteorologisch-hydrologischen Situation - Monatsbericht Mai 2009. - <http://www.umwelt.sachsen.de/umwelt/wasser/707.htm> (aufgerufen am 26.06.2009).
- LFULG - LANDESAMT FÜR UMWELT, LANDWIRTSCHAFT UND GEOLOGIE (2009d): Materialien zur Luftreinhaltung - Jahresbericht zur Immissionssituation 2008.
- LFULG - LANDESAMT FÜR UMWELT, LANDWIRTSCHAFT UND GEOLOGIE (2009e): Analyse und Prognose der meteorologisch-hydrologischen Situation - Monatsbericht Juni 2009. - <http://www.umwelt.sachsen.de/umwelt/wasser/707.htm> (aufgerufen am 27.08.2009).
- LIN, H. (2010): Earth's Critical Zone and hydrogeology: concepts, characteristics, and advances. - *Hydrology and Earth System Sciences* 14: 25-45.
- LORENZ, S.J., KASANG, D. & G. LOHMANN (2005): Globaler Wasserkreislauf und Klimaänderungen - eine Wechselbeziehung. - In: LOZÁN, J.L. (Hrsg.): Warnsignal Klima: Genug Wasser für alle? Wissenschaftliche Fakten. - Wissenschaftliche Auswertungen, Hamburg: 153-158.
- LORZ, C. (1999): Gewässerversauerung und Bodenzustand im Westerzgebirge. - UFZ-Berichte 14, Leipzig.
- MALLANTS, D., MOHANTY, B.P., JACQUES, D. & J. FEYEN (1996): Spatial variability of hydraulic properties in a multi-layered soil profile. - *Soil Science* 161(3): 167-181.
- MANIAK, U. (2005): Hydrologie und Wasserbewirtschaftung. Eine Einführung für Ingenieure. - Springer, Berlin, Heidelberg.
- MCCAIG, M. (1985): Soil properties and subsurface hydrology. - In: Richards, K.S., Arnett, R.R. & S. Ellis (Hrsg.): *Geomorphology and soils*. - Allen & Unwin, London: 121-140.
- MCDONNELL, J.J. (2003): Where does water go when it rains? Moving beyond the variable source area concept of rainfall-runoff response. - *Hydrological Processes* 17: 1869-1875.
- MCDONNELL, J.J., SIVAPALAN, M., VACHÉ S, K., DUNN, GRANT, G., HAGGERTY, R., HINZ, C., HOOPER, R., KIRCHNER, J., RODERICK, M. L., SELKER, J. & M. WEILER (2007): Moving beyond heterogeneity and process complexity: A new vision for watershed hydrology. - *Water Resources Research* 43: W07301.
- MCMANAMA, J.P., CHANDLER, D., SEYFRIED, M. & S. ACHET (2005): Soil moisture states, lateral flow, and stream-flow generation in a semi-arid, snowmelt-driven catchment. - *Hydrological Processes* 19: 4023-4038.
- MEHLHORN, J. (1998): Tracerhydrologische Ansätze in der Niederschlags-Abfluss-Modellierung. - Freiburger Schriften zur Hydrologie 8, Freiburg (Breisgau).
- MENZEL L. & Z. KUNDZEWICZ (2005): Globaler Wandel und extreme hydrologische Ereignisse - Hochwasser und Dürren. - In: LOZÁN, J.L. (Hrsg.): Warnsignal Klima: Genug Wasser für alle? Wissenschaftliche Fakten. - Wissenschaftliche Auswertungen, Hamburg: 251-254.
- MERKEL, B.J., BICHER, B. & H.-J. PETER (2008): Geo- und Umweltportal Freiberg. - http://www.gupf.tu-freiberg.de/geologie/grauer_gneis_u.html (aufgerufen am 28.05.2008).
- MIYAZAKI, T. (2005): Water flow in soils. - Taylor & Francis, Boca Raton.
- MOLDENHAUER, K.-M. (1993): Quantitative Untersuchungen zu aktuellen fluvial-morphodynamischen Prozessen in bewaldeten Kleinzugsgebieten von Odenwald und Taunus. - Frankfurter Geowissenschaftliche Arbeiten Serie D, Fachbereich Geowissenschaften der Johann-Wolfgang von Goethe Universität Frankfurt am Main.
- MONTEITH, J.L. (1965): Evaporation and environment. - *Symposia of the Society for Experimental Biology* 19: 205-234.
- MUNSELL (2000): Munsell® soil color charts. - Grand Rapids, MI, Munsell Color.
- NEBE, W. (1957): Über fossile und rezente Böden auf erzgebirgischen Gneisen und Tharandter quarzarmem Porphy. - Diplomarbeit, Technische Hochschule Dresden. (unv.)
- NEBE, W. & M. ABIY (2002): Chemie von Quellwässern in bewaldeten Einzugsgebieten des Erzgebirges. - *Forstwissenschaftliches Centralblatt* 121(1): 1-14.
- NEBE, W., ROLOFF, A. & M. VOGEL (Hrsg.) (1998): Untersuchung von Waldökosystemen im Erzgebirge als Grundlage für einen ökologisch begründeten Waldumbau. - Forstwissenschaftliche Beiträge Tharandt 4, Selbstverlag der Fachrichtung Forstwissenschaften der Technischen Universität Dresden, Tharandt.

- NIEBER, J.L. & R.C. SIDLE (2010): How do disconnected macropores in sloping soils facilitate preferential flow? - *Hydrological Processes* 24: 1582-1594.
- NIEDERMEYER, R.-O. (2005): Das Elbe-Hochwasser 2002 - Geowissenschaftliche Auswertungen. - *Geologisches Jahrbuch Reihe C*, Heft 70, Schweizerbart, Stuttgart.
- NIXDORF, J. (2011): Pers. E-mail vom 01.07.2011, Betr.: Bodenschutzkalkung 2008, Staatsbetrieb Sachsenforst.
- NOGUCHI, S., TSUBOYAMA, Y., SIDLE, R.C. & I. HOSODA (2001): Subsurface runoff characteristics from a forest hillslope soil profile including macropores, Hitachi Ohta, Japan. - *Hydrological Processes* 15: 2131-2149.
- NOVÁK, V., KŇAVA, K. & J. ŠIMŮNEK (2011): Determining the influence of stones on hydraulic conductivity of saturated soils using numerical method. - *Geoderma* 161: 177-181.
- OPP, C. (2004): Hochwasserforschung heute - Ursachen, Wirkungen und Folgen, unter besonderer Berücksichtigung des Hochwassers im Elbe-Einzugsgebiet vom August 2002. Bestandesaufnahme und Ausblick. - In: OPP, C. (Hrsg.): *Wasserressourcen - Nutzung und Schutz: Beiträge zum Internationalen Jahr des Süßwassers 2003*. - Marburger Geographische Schriften 140: 86-115.
- OTT, M. (1999): Einbeziehung von Bodeninformationen bei der großräumigen Anwendung eines einfachen Niederschlag-Abfluss-Modells. - In: KÖHLER, G. (Hrsg.): *Bemessungsabflüsse für kleine Einzugsgebiete*. - Fachgebiet Wasserbau und Wasserwirtschaft Universität Kaiserslautern, Berichte Heft 9: 179-192.
- PÄLCHEN, W., & H. WALTER (2008): *Geologie von Sachsen: Geologischer Bau und Entwicklungsgeschichte*. - Schweizerbart, Stuttgart.
- PALMER, T.N. & J. RÄISÄNEN (2002): Quantifying the risk of extreme seasonal precipitation events in a changing climate. - *Nature* 415: 512-514.
- PENMAN, H.L. (1956): Estimating evaporation. - *Transactions American Geophysical Union* 37(1): 43-50.
- PETER, C. (2009): Bestimmung repräsentativer pF-Kurven für die Haupt-, Mittel und Basislage im hanghydrologischen Messfeld bei Mulda im Erzgebirge. - Belegarbeit, Technische Universität Dresden. (unv.)
- PETER, G. (2005): *Überfälle und Wehre - Grundlagen und Berechnungsbeispiele*. - Friedrich Vieweg & Sohn Verlag, Wiesbaden.
- PLATE, E.J., ZEHE, E. & T. MAURER (2008): Wasser- und Stoffdynamik auf der Micro- und Mesoskala: Modelltypen und Prozesse. - In: PLATE, E.J. & E. ZEHE (Hrsg.): *Hydrologie und Stoffdynamik kleiner Einzugsgebiete: Prozesse und Modelle*. - Schweizerbart, Stuttgart: 14-24.
- RAAB, T., LEOPOLD, M. & J. VÖLKEL (2007): Character, age and ecological significance of pleistocene periglacial slope deposits in Germany. - *Physical Geography* 28(6): 451-473.
- RESZLER, C., KOMMA, J., BLÖSCHL, G. & D. GUTKNECHT (2006): Ein Ansatz zur Identifikation flächendetaillierter Abflussmodelle für die Hochwasservorhersage. - *Hydrologie und Wasserbewirtschaftung* 50: 220-230.
- REYNOLDS, W.D., BOWMAN, B.T., BRUNKE, R.R., DRURY, C.F. & C.S. TAN (2000): Comparison of tension infiltrometer, pressure infiltrometer, and soil core estimates of saturated hydraulic conductivity. - *Soil Science Society of America Journal* 64: 478-484.
- RICHTER, D. (1995): Ergebnisse methodischer Untersuchungen zur Korrektur des systematischen Meßfehlers des Hellmann-Niederschlagsmessers. - *Berichte des Deutschen Wetterdienstes*, Offenbach.
- RICHTER, H. (2002): Die Mittelgebirge zwischen Weißer Elster und Görlitzer Neiße. - In: LIEDTCKE, H. & J. MARCINEK (Hrsg.): *Physische Geographie Deutschlands*. - Klett-Perthes, Gotha, Stuttgart.
- R.M. YOUNG COMPANY (2011): Datenblatt Tipping Bucket Rain Gauge Model 52202/52203. - <http://www.youngusa.com/products/3/18.html> (aufgerufen am 31.08.2011).
- RODE, M & WENK, G. (2005): Zwischenabfluss. - In: BRONSTERT (Hrsg.): *Abflussbildung - Prozessbeschreibung und Fallbeispiele*. - *Forum für Hydrologie und Wasserbewirtschaftung* 13, Deutsche Vereinigung für Wasserwirtschaft, Abwasser und Abfall, Hennef: 19-21.
- ROTHE, P. (2005): *Die Geologie Deutschlands*. - Wissenschaftliche Buchgesellschaft, Darmstadt.

- RUIJUN, M., MCBRATNEY, A., WHELAN, B., MINASNY, B. & M. SHORT (2011): Comparing temperature correction models for soil electrical conductivity measurement. - *Precision Agric* 12(1):55-66.
- SAMBALE, C. (1998): Experimentelle und modellgestützte Wasserhaushaltsuntersuchungen im System Boden-Pflanze-Atmosphäre. - Dissertation, Internationales Hochschulinstitut Zittau.
- SANDMEIER, K.-J. & H. KRUMMEL (1997): Refraktionsseismik - Prinzip der Methode. - In: KNÖDEL, K., KRUMMEL, H. & G. LANGE (Hrsg.): *Geophysik. - Handbuch zur Erkundung des Untergrundes von Deponien*. Band 3, Springer, Berlin: 510-515.
- SAUER, D. (2002): Genese, Verbreitung und Eigenschaften periglaziärer Lagen im Rheinischen Schiefergebirge: anhand von Beispielen aus Westerwald, Hunsrück und Eifel. - *Boden und Landschaft* Band 36, Gießen.
- SAUER, T.J. & S.D. LOGSDON (2002): Hydraulic and physical properties of stony soils in a small watershed. - *Soil Science Society of America Journal* 66: 1947-1956.
- SAUER, D., SCHOLTEN, T. & P. FELIX-HENNINGSSEN (2001): Verbreitung und Eigenschaften periglaziärer Lagen im östlichen Westerwald in Abhängigkeit von Gestein, Exposition und Relief. - *Mitteilungen der Deutschen Bodenkundlichen Gesellschaft* 96(2): 551-552.
- SCHÄDEL, W. (2006): Schritte zur Verbesserung der Hochwasserfrühwarnung mittels Online-Bodenfeuchtemessungen. - *Mitteilungen des Instituts für Wasser und Gewässerentwicklung - Bereich Wasserwirtschaft und Kulturtechnik - der Universität Karlsruhe (TH)*, Heft 234.
- SCHELLENBERGER, A. (1996): Der Einfluß des oberflächennahen Untergrundes auf den Wasserhaushalt eines Quelleinzugsgebietes im Frankenwald. - Diplomarbeit, Universität Bayreuth. (unv.)
- SCHERRER, S., NAEF, F., FAEH, A. O. & I. CORDERY (2007): Formation of runoff at the hillslope scale during intense Precipitation. - *Hydrological Earth System Science* 11: 907-922.
- SCHERZER, J., WRIEDT, G., SAMES, D., MÜLLER, M., HESSER, F., JASPER, K. & H. PÖHLER (2006): KliWEP - Abschätzung der Auswirkungen der für Sachsen prognostizierten Klimaveränderungen auf den Wasser- und Stoffhaushalt im Einzugsgebiet der Parthe - Teil 3: Vorstudie zur Simulation der Stoffflüsse von Stickstoff und Kohlenstoff im Parthe-Einzugsgebiet. - Abschlussbericht des Forschungs- und Entwicklungsvorhabens Nr. 13-8802.3529/39.
- SCHMIDT, J., HENNRICH, K. & R. DIKAU (2000): Scales and similarities in runoff processes with respect to geomorphometry. - *Hydrological Processes* 14: 1963-1979.
- SCHMIDT, P. A. (2002): Potentielle natürliche Vegetation Sachsens. - Sächsisches Landesamt für Umwelt und Geologie, Dresden.
- SCHNEIDER, R. SCHOBEL, S., NIEBES, D. & D. SCHRÖDER (2001): Untersuchungen zur Hochwasserentstehung im Labor und Gelände auf unterschiedlichen Skalenniveaus. - *Mitteilungen der Deutschen Bodenkundlichen Gesellschaft* 96(2): 653-654.
- SCHOBEL, S. (2008): Infiltrations- und Bodenabflussprozesse in Abhängigkeit von Landnutzung und Substrat in der Trier-Bitburger Mulde. - Dissertation, Universität Trier.
- SCHOLTEN, T. (2003): Beitrag zur flächendeckenden Ableitung der Verbreitungssystematik und Eigenschaften pleistozäner periglaziärer Lagen in deutschen Mittelgebirgen. - *Relief, Boden, Paläoklima* 19. Borntraeger, Berlin.
- SCHOLTEN, T., ALTERMANN, M., SCHWANECKE, W. & P. FELIX-HENNINGSSEN (1999): Die Bedeutung periglazialer Lagen für Funktionen des Bodens im Ostharz. - *Mitteilungen der Deutschen Bodenkundlichen Gesellschaft* 91(2): 1096-1099.
- SCHÖNWIESE, C.-D. (2006): *Praktische Statistik für Meteorologen und Geowissenschaftler*. - Borntraeger, Berlin, Stuttgart.
- SCHÖNWIESE, C.-D. & S. TRÖMEL (2005): Langzeitänderungen des Niederschlags in Deutschland. - In: LOZÁN, J.L. (Hrsg.): *Warnsignal Klima: Genug Wasser für alle? Wissenschaftliche Fakten*. - Wissenschaftliche Auswertungen, Hamburg: 183-187.
- SCHUMANN, A. (1999): Skalenwechsel über Parameter - Direktabfluss. - In: KLEEBERG, H.-B., MAUSER, W., PESCHKE, G. & U. STREIT (Hrsg.): *Hydrologie und Regionalisierung. - Ergebnisse eines Schwerpunktprogramms 1992-1998*, Weinheim: 68-78.

- SCHWÄRZEL, K., EBERMANN, S. & N. SCHALLING (2012): Stammabfluss bei Buchen als Auslöser für präferenzielle Fließvorgänge im Boden. - In: WEILER, M. (Hrsg.): Wasser ohne Grenzen. - Forum für Hydrologie und Wasserwirtschaft 31.12, Freiburg: 49-53.
- SCHWANECKE, W. & D. KOPP (1996): Forstliche Wuchsgebiete und Wuchsbezirke im Freistaat Sachsen. - Schriftenreihe der Sächsischen Landesanstalt für Forsten 8, Graupa.
- SCHWARZ, O. (1986): Zum Abflußverhalten von Waldböden bei künstlicher Beregnung. - In: EINSELE, G. (Hrsg.): Das landschaftsökologische Forschungsprojekt Naturpark Schönbuch. - VCH-Verlag, Weinheim: 161-179.
- SCHWARZE, R. & B. BEUDERT (2009): Analyse der Hochwassergenese und des Wasserhaushalts eines bewaldeten Einzugsgebietes unter dem Einfluss eines massiven Borkenkäferbefalls. - Hydrologie und Wasserbewirtschaftung 53(4): 236-249.
- SEEGER, T. (1990): Abfluß- und Stofffrachtseparation im Buntsandstein des Nordschwarzwaldes. - Tübinger Geowissenschaftliche Arbeiten 6, Reihe C, Tübingen.
- SEEGER, T., KASPAR, E., KLAIBER, B. & G. EINSELE (1989): Periglaziale Deckschichten in Kamlagen des Buntsandstein-Schwarzwaldes und ihre hydrogeologische Bedeutung. - In: GEOLOGISCHES LANDESAMT BADEN-WÜRTTEMBERG (Hrsg.): Jahreshefte des Geologischen Landesamtes Baden-Württemberg 31: 197-213.
- SEMMELE, A. (1968): Studien über den Verlauf jungpleistozäner Formung in Hessen. - Frankfurter Geographische Hefte 45, Frankfurt am Main.
- SEMMELE, A. (2005): Periglaziale Vergangenheit und bodenkundliche Gegenwart in den deutschen Mittelgebirgen. - Überarbeitete Vortragsfassung des Festkolloquiums am 25.11.03 in Gernrode (Harz). - http://www.geo.uni-frankfurt.de/ipg/ag/pers/Semmel_2005_Periglaziale_Vergangenheit_und_bdkdl_Ggw.pdf (aufgerufen am 14.07.2007).
- SEMMELE, A. & B. TERHORST (2010): The concept of the Pleistocene periglacial cover beds in central Europe: A review. - Quaternary International: 1-9.
- SENSORTECHNICS (2009): Datenblatt CTE/CTU/CTW9000...CS Series OEM stainless steel submersible pressure transducers. - <http://www.sensortech.com> (aufgerufen am 06.10.2009).
- SHAW, J.N., BOSCH, D.D., WEST, L.T., TRUMAN, C.C. & D.E. RADCLIFFE (2001): Lateral flow in loamy to sandy Kandiusults of the Upper Coastal Plain of Georgia (USA). - Geoderma 99: 1-25.
- SIDLE, R.C. (2006): Field observations and process understanding in hydrology: essential components in scaling. - Hydrological Processes 20: 1439-1445.
- SIDLE, R.C., TSUBOYAMA, Y., NOGUCHI, S., HOSODA, I., FUJIEDA, M. & T. SHIMIZU (2000): Stormflow generation in steep forested headwaters: a linked hydrogeomorphic paradigm. - Hydrological Processes 14: 369-385.
- SIEKER, F. (2007): Vorbeugender Hochwasserschutz durch Wasserrückhalt in der Fläche unter besonderer Berücksichtigung naturschutzfachlicher Aspekte am Beispiel des Flusseinzugsgebietes der Mulde in Sachsen. - Schriftenreihe der Sächsischen Landesanstalt für Landwirtschaft 35.
- SIVAKUMAR, B. (2011): Global climate change and its impacts on water resources planning and management: assessment and challenges. - Stochastic Environmental Research and Risk Assessment 25: 583-600.
- SIVAPALAN, M., TAKEUCHI, K., FRANKS, S.W., GUPTA, V.K., KARAMBIRI, H., LAKSHMI, V., LIANG, X., McDONNELL, J.J., MENDIONDO, E.M., O'CONNELL, P.E., OKI, T., POMEROY, J.W., SCHERTZER, D., UHLENBROOK, S. & E. ZEHE (2003): IAHS decade on predictions in ungauged basins (PUB), 2003 - 2012: Shaping an exciting future for the hydrological sciences. - Hydrological Sciences Journal 48(6): 857-880.
- SKLASH, M.G. & R.N. FARVOLDEN (1979): The role of groundwater in storm runoff. - Journal of Hydrology 43: 45-65.
- SMUL - STAATSMINISTERIUM FÜR UMWELT UND LANDWIRTSCHAFT (2000): Waldzustandsbericht. - Referat Presse- und Öffentlichkeitsarbeit, Dresden.
- SOMMER, M. (2002): Biogeochemie bewaldeter Einzugsgebiete und ihr pedogenetischer Kontext. - Hohenheimer Bodenkundliche Hefte 66, Universität Hohenheim, Stuttgart.
- SRINIVASAN, M.S., GBUREK, W.J. & J.M. HAMLETT (2002): Dynamics of stormflow generation - A hillslope-scale field study in east-central Pennsylvania, USA. - Hydrological Processes 16: 649-665.

- STOLZENBERGER-RAMIREZ, A. (2012): Lexikon Geowissenschaften. - <http://www.geodsz.com> (aufgerufen am 31.03.2012)
- SWISTOCK, B.R., EDWARDS, P.J., WOOD, F. & D.R. DEWALLE (1997): Comparison of methods for calculating annual solute exports from six forested Appalachian watersheds. - *Hydrological Processes* 11: 655-669.
- TABAGGH, A., BENDJOUDI, H. & Y. BENDERITTER (1999): Determination of recharge in unsaturated soils using temperature monitoring. - *Water Resources research* 35: 2439-2446.
- TALEBI, A., UIJLENHOET, R. & P.A. TROCH (2008): A low-dimensional physically based model of hydrologic control of shallow landsliding on complex hillslopes. - *Earth Surface Processes and Landforms* 33: 1964-1976.
- TELFORD, W.M., GELDART, L.P. & R.E. SHERIFF (1990): *Applied Geophysics*. - Cambridge University Press, Cambridge.
- TETZLAFF, D., CAREY, S.K., LAUDON, H. & K. MCGUIRE (2010): Catchment processes and heterogeneity at multiple scales - benchmarking observations, conceptualization and prediction. - *Hydrological Processes* 24: 2203-2208.
- THALHEIM, K. & H.-J. FIEDLER (1990a): Merkmale für äolischen Einfluss in den känozoischen Deckschichten des Osterzgebirges (DDR). - *Chemie der Erde* 50: 147-154.
- THALHEIM, K. & H.-J. FIEDLER (1990b): Granulometrische und mineralogische Zusammensetzung von Basis-sedimenten der pleistozänen Deckschichten auf metamorphen und magmatischen Grundgesteinen im Osterzgebirge. - *Abhandlungen des Staatlichen Museums für Mineralogie und Geologie zu Dresden* 37: 43-54.
- THOMSON, J. (1861): On experiments on the gauging of water by triangular notches. - Report of the 31st meeting of the British Association for the Advancement of Science: 151-158.
- TICHOMIROVA, M. (2003): Die Gneise des Erzgebirges - hochmetamorphe Äquivalente von neoproterozoisch-frühpaläozoischen Grauwacken und Granitoiden der Cadomiden. - *Freiberger Forschungshefte C495 Geowissenschaften*, TU Bergakademie Freiberg.
- TILCH, N., UHLENBROOK, S., DIDSZUN, J., WENNINGER, J., KIRNBAUER, R., ZILLGENS, B. & C. LEIBUNDGUT (2006): Hydrologische Prozessforschung zur Hochwasserentstehung im Löhrsbach-Einzugsgebiet (Kitzbüheler Alpen, Österreich). - *Hydrologie und Wasserbewirtschaftung* 50(2): 67-77.
- TROMP-VAN MEERVELD, H.J., PETERS, N.E. & J. J. McDONNELL (2007): Effect of bedrock permeability on subsurface stormflow and the water balance of a trenched hillslope at the Panola Mountain Research Watershed, Georgia, USA. - *Hydrological Processes* 21: 750-769.
- UCHIDA, T., ASANO, Y., OHTE, N. & T. MIZUYAMA (2003): Seepage area and rate of bedrock groundwater discharge at a granitic unchanneled hillslope. - *Water Resources Research* 39(1018), DOI: 10.1029/2002WR001298.
- UCHIDA, T., KOSUGI, K. & T. MIZUYAMA (2002): Effects of pipe flow and bedrock groundwater on runoff generation in a steep headwater catchment in Ashiu, central Japan. - *Water Resources Research* 38(1119), DOI: 10.1029/2001WR000261.
- UHLNBROOK, S. (2005a): Von der Abflussbildungsforschung zur prozessorientierten Modellierung - ein Review. - *Hydrologie und Wasserbewirtschaftung* 49(1): 13-24.
- UHLNBROOK, S. (2005b): Sättigungsüberschuss. - In: BRONSTERT (Hrsg.): *Abflussbildung - Prozessbeschreibung und Fallbeispiele*. - Forum für Hydrologie und Wasserbewirtschaftung 13, Deutsche Vereinigung für Wasserwirtschaft, Abwasser und Abfall, Hennef: 16-18.
- UHLNBROOK, S., DIDSZUN, J. & J. WENNINGER (2008): Source areas and mixing of runoff components at the hillslope scale - a multi-technical approach. - *Hydrological Sciences Journal* 53(4): 741-753.
- UMS (2003): Bedienungsanleitung T8 Tensiometer. - http://www.ums-muc.de/fileadmin/produkt_downloads/Tensiometer/T8_Anleitung.pdf (aufgerufen am 11.09.2006).
- UMS (2004): User manual ThetaProbe ML2x, Version 2004.
- VAN GENUCHTEN, M. T., LEIJ, F.J. & S. R. YATES (1991): The RETC Code for Quantifying the Hydraulic Functions of Unsaturated Soils. - Version 1.0. EPA Report 600/2-91/065, U.S. Salinity Laboratory, USDA, ARS, Riverside, California. - <http://www.pc-progress.com/Documents/programs/retc.pdf> (aufgerufen am 22.03.2012).

- VAN TOL, J.J., LE ROUX, P.A.L., HENSLEY, M. & S.A. LORENTZ (2010): Soil as indicator of hillslope hydrological behaviour in the Weatherley Catchment, Eastern Cape, South Africa - *Water SA* 36/5: 513-520.
- VÖLKEL, J., HUBER, J. & M. LEOPOLD (2011): Significance of slope sediments layering on physical characteristics and interflow within the Critical Zone - Examples from the Colorado Front Range, USA. - *Applied Geochemistry* 26: S143-S145.
- VÖLKEL, J., LEOPOLD, M., MAHR, A. & T. RAAB (2002a): Zur Bedeutung kaltzeitlicher Hangsedimente in zentral-europäischen Mittelgebirgslandschaften und zu Fragen ihrer Terminologie. - *Petermanns Geographische Mitteilungen* 146: 50-59.
- VÖLKEL, J., ZEPP, H. & A. KLEBER (2002b): Periglaziale Deckschichten in Mittelgebirgen - ein offenes Forschungsfeld. - *Berichte zur Deutschen Landeskunde* 76(2/3): 101-114.
- WASY - GESELLSCHAFT FÜR WASSERWIRTSCHAFTLICHE PLANUNG UND SYSTEMFORSCHUNG & IHI - INTERNATIONALES HOCHSCHULINSTITUT ZITTAU (2006): Entwicklung einer Methodik zur Identifizierung von Hochwasserentstehungsgebieten (Kurzbericht). - Dresden, Zittau.
- WEGENER, M. (2008): Ermittlung des mittleren Niederschlags- und Temperaturverlaufes für ein Quelleinzugsgebiet der Freiburger Mulde auf der Basis meteorologischer und hydrologischer Daten umliegender Messstationen. - Belegarbeit, Technische Universität Dresden. (unv.)
- WEIDELT, P. (1997): Geoelektrik - Grundlagen.- IN: KNÖDEL, K., KRUMMEL, H. & G. LANGE (HRSG.): Geophysik. - Handbuch zur Erkundung des Untergrundes von Deponien. Band 3, Springer, Berlin: 65-94.
- WEILER, M. & H. FLÜHLER (2004): Inferring flow types from dye patterns in macroporous soils. - *Geoderma* 120: 137-153.
- WENK, G. (2000): Zur Bedeutung unterirdischer Abflusskomponenten in hydrologischen Untersuchungsgebieten des Unterharzes. - *Erfurter Geographische Studien* 9, Institut für Geographie der Universität Erfurt.
- WENNINGER, J., UHLENBROOK, S., LORENTZ, S. & C. LEIBUNDGUT (2008): Identification of runoff generation processes using combined hydrometric, tracer and geophysical methods in a headwater catchment in South Africa - *Hydrological Sciences Journal*, 53(1): 65-80.
- WENNINGER, J., UHLENBROOK, S., TILCH, N. & C. LEIBUNDGUT (2004): Experimental evidence of fast groundwater responses in a hillslope/floodplain area in the Black Forest Mountains, Germany. - *Hydrological Processes* 18: 3305-3322.
- WEYMAN, D.R. (1973): Measurements of the downslope flow of water in a soil. - *Journal of Hydrology* 20: 267-288.
- WILLMOTT, C.J. & K. MATSUURA (2008): Global climate resource pages. - <http://climate.geog.udel.edu/~climate/> (aufgerufen am 02.03.2008).
- WILPERT, K. V., NIEDERBERGER, J. & H. PUHLMANN (2007): Fallstudien zur Bewertung und Entwicklung forstbetrieblicher Optionen zur Sicherung der Wassergüte in bewaldeten Einzugsgebieten. - Forschungsbericht FZKA/BWPLUS. - <http://bwplus.fzk.de/berichte/SBer/BWR22014SBer.pdf> (aufgerufen am 12.10.2011).
- WISCHMEIER, W.H., & SMITH, D.D. (1978): Predicting rainfall erosion losses: a guide to conservation planning. - Department of Agriculture, Science and Education Administration, Washington.
- WORCH, E. (1997): Wasser und Wasserinhaltsstoffe: eine Einführung in die Hydrochemie. - Teubner, Stuttgart.
- WUNDERLICH, S., RABEN, G., ANDREAE, H. & K.-H. FEGER (2006): Schwefel-Vorräte und Sulfat-Remobilisierungspotential in Böden der Level-II-Standorte Sachsens. - *AFZ-Der Wald* 14: 762-765.
- ZENTRALES GEOLOGISCHES INSTITUT (1984): Hydrogeologische Karte der Deutschen Demokratischen Republik, Hydrogeologische Grundkarte 1:50.000, Zschopau/Sayda 1308-3/4, Berlin.
- ZEPP, H. (1995): Klassifikation und Regionalisierung von Bodenfeuchteregime-Typen. - Relief, Boden, Paläoklima 9, Borntraeger, Berlin.
- ZHOU, B. & T. DAHLIN (2003): Properties and effects of measurement errors on 2D resistivity imaging survey. - *Near Surface Geophysics*, 1(3): 105-117.

9 ANHANG

ABBILDUNGSVERZEICHNIS - ANHANG

Abb. A1:	Niederschlag-Abfluss-Ereignis A-1; Verlauf der hydraulischen Potentiale der Stationen H4b, H3a, H3b, H2a, H1b (rechts: vergrößerte Achseneinteilung).....	181
Abb. A2:	Niederschlag-Abfluss-Ereignis A-1; Verlauf der hydraulischen Potentiale der Stationen D3a, D3b, D2a, D1a (rechts: vergrößerte Achseneinteilung)	182
Abb. A3:	Niederschlag-Abfluss-Ereignis A-2; Verlauf der hydraulischen Potentiale der Stationen H4b, H3a, H3b, H2a, H1b (rechts: vergrößerte Achseneinteilung).....	183
Abb. A4:	Niederschlag-Abfluss-Ereignis A-2; Verlauf der hydraulischen Potentiale der Stationen D3a, D3b, D2a, D1a (rechts: vergrößerte Achseneinteilung)	184
Abb. A5:	Niederschlag-Abfluss-Ereignis B-1; Verlauf der hydraulischen Potentiale der Stationen H4b, H3a, H3b, H2b, H1b (rechts: vergrößerte Achseneinteilung).....	185
Abb. A6:	Niederschlag-Abfluss-Ereignis B-1; Verlauf der hydraulischen Potentiale der Stationen D3a, D3b, D2a, D1a (rechts: vergrößerte Achseneinteilung)	186
Abb. A7:	Niederschlag-Abfluss-Ereignis B-2; Verlauf der hydraulischen Potentiale der Stationen H4b, H3a, H3b, H2b, H1b (rechts: vergrößerte Achseneinteilung).....	187
Abb. A8:	Niederschlag-Abfluss-Ereignis B-2; Verlauf der hydraulischen Potentiale der Stationen D3a, D3b, D2a, D1a (rechts: vergrößerte Achseneinteilung)	188
Abb. A9:	Niederschlag-Abfluss-Ereignis C-1; Verlauf der hydraulischen Potentiale der Stationen H4b, H3a, H3b, H2b, H1b (rechts: vergrößerte Achseneinteilung).....	189
Abb. A10:	Niederschlag-Abfluss-Ereignis C-1; Verlauf der hydraulischen Potentiale der Stationen D3a, D3b, D2a, D1a (rechts: vergrößerte Achseneinteilung)	190
Abb. A11:	Niederschlag-Abfluss-Ereignis C-2; Verlauf der hydraulischen Potentiale der Stationen H4b, H3a, H3b, H2b, H1b (rechts: vergrößerte Achseneinteilung).....	191
Abb. A12:	Niederschlag-Abfluss-Ereignis C-2; Verlauf der hydraulischen Potentiale der Stationen D3a, D3b, D2a, D1a (rechts: vergrößerte Achseneinteilung)	192
Abb. A13:	Niederschlag-Abfluss-Ereignis C-3; Verlauf der hydraulischen Potentiale der Stationen H3a, H1a, D3a, D2a (rechts: vergrößerte Achseneinteilung).....	193
Abb. A14:	Niederschlag-Abfluss-Ereignis C-4; Verlauf der hydraulischen Potentiale der Stationen H4b, H3a, H3b, H2b, H1a (rechts: vergrößerte Achseneinteilung).....	194
Abb. A15:	Niederschlag-Abfluss-Ereignis C-4; Verlauf der hydraulischen Potentiale der Stationen H1b, D3a, D3b, D2a, D2b (rechts: vergrößerte Achseneinteilung).....	195
Abb. A16:	Niederschlag-Abfluss-Ereignis C-4; Verlauf der hydraulischen Potentiale der Station D1a (rechts: vergrößerte Achseneinteilung)	196
Abb. A17:	Luft- und Bodentemperaturganglinie sowie Verlauf der hydraulischen Potentiale an den Stationen D1a und H2a für den Zeitraum vom 01.07. bis 10.07.2008 (Niederschlag-Abfluss-Ereignis A-1)	197
Abb. A18:	Luft- und Bodentemperaturganglinie sowie Verlauf der hydraulischen Potentiale an den Stationen D1a und H2a für den Zeitraum vom 12.08. bis 21.08.2008 (Niederschlag-Abfluss-Ereignis A-2)	197
Abb. A19:	Luft- und Bodentemperaturganglinie sowie Verlauf der hydraulischen Potentiale an den Stationen D1a und H2a für den Zeitraum vom 20.10. bis 10.11.2008 (Niederschlag-Abfluss-Ereignis B-1).....	198
Abb. A20:	Luft- und Bodentemperaturganglinie sowie Verlauf der hydraulischen Potentiale an den Stationen D1a und H2a für den Zeitraum vom 18.11. bis 25.11.2008 (Niederschlag-Abfluss-Ereignis B-2).....	198

Abb. A21: Luft- und Bodentemperaturganglinie an den Stationen D3a, D3b, D2a, D2b, D1a, D1b für den Zeitraum vom 10.12. bis 31.12.2008 (Niederschlag-Abfluss-Ereignis C-1)	199
Abb. A22: Luft- und Bodentemperaturganglinie an den Stationen H4a, H4b, H3a, H3b, H2a, H1a, H1b für den Zeitraum vom 10.12. bis 31.12.2008 (Niederschlag-Abfluss-Ereignis C-1).....	200
Abb. A23: Luft- und Bodentemperaturganglinie an den Stationen D3a, D3b, D2a, D2b, D1a, D1b für den Zeitraum vom 20.02. bis 31.03.2009 (Niederschlag-Abfluss-Ereignis C-2)	201
Abb. A24: Luft- und Bodentemperaturganglinie an den Stationen H4a, H4b, H3a, H3b, H2a, H1a, H1b für den Zeitraum vom 20.02. bis 31.03.2009 (Niederschlag-Abfluss-Ereignis C-2).....	202
Abb. A25: Widerstandsverteilung der Profile A bis G - geoelektrische Kartierung vom 21.-22.10.2008	203
Abb. A26: Widerstandsverteilung der Profile H bis M - geoelektrische Kartierung vom 04.06.2009	204
Abb. A27: Tiefenspezifischer Tagesmedian der Saugspannung der Stationen H4a und H4b in täglichem Intervall (a) und im Messintervall (b) sowie Verlauf des Medians des temperaturkorrigierten spezifischen elektrischen Widerstands an Profil B je Tiefenbereich im Messintervall (c).....	205

TABELLENVERZEICHNIS - ANHANG

Tab. B1: Einbautiefen der Tensiometer	206
Tab. B2: Einbautiefen der Saugkerzen.....	207
Tab. B3: Grunddaten der bodenkundlichen Kartierung	208
Tab. B4: Detaildaten der bodenkundlichen Kartierung (BA ... Bodenart, TC ... Toncutane, d_B ... Lagerungsdichte [in Klassen nach AD-HOC ARBEITSGRUPPE BODEN 2005], Oxi ... Oxidationsmerkmale, Red ... Reduktionsmerkmale).	211
Tab. B5: Daten der hydraulischen Leitfähigkeit der Hauptlage	214
Tab. B6: Daten der hydraulischen Leitfähigkeit der Mittellage	215
Tab. B7: Daten der hydraulischen Leitfähigkeit der Basislage	216
Tab. B8: Leerlaufkoeffizienten für Abflussereignisse zwischen November 2007 und Mai 2009 (Q_A ... Anfangsdurchfluss, Q_{Ende} ... Durchflussende, α ... Leerlaufkoeffizient, K ... Speicherkonstante)	217
Tab. B9: Dokumentation des Messfeldaufbaus	217
Tab. B10: Dokumentation der technischen Probleme und Datenausfälle des Messfeldes	218
Tab. B11: Dokumentation der technischen Probleme und Datenausfälle der Klimastation	219
Tab. B12: Ergebnis der Korrelationsanalyse zwischen dem spezifischen elektrischen Widerstand des geoelektrischen Monitorings Profil B und der Saugspannung an H4a bis H4b ($n = 24$, r_R ... Rangkorrelationskoeffizient, p ... Signifikanzwert)	220
Tab. B13: VAN-GENUCHTEN-Parameter der Haupt-, Mittel- und Basislage für die minimalen, maximalen und aus dem Median ermittelten pF-Kurven (Geländedaten) sowie für die im Labor gemessenen pF-Kurven des Leitprofils 1 (S_r ... residuale Sättigung, S_{max} ... maximale Sättigung)	220

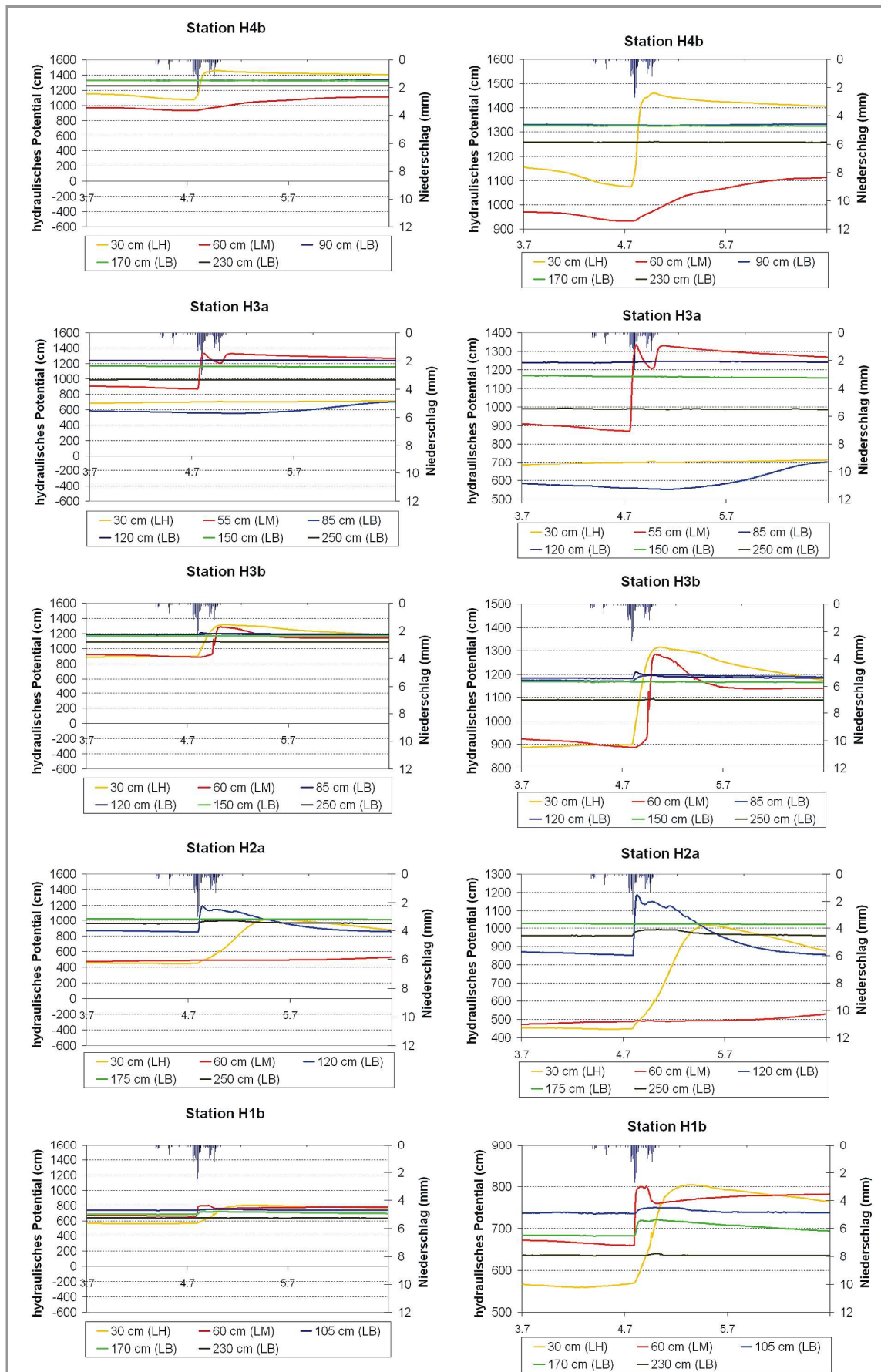


Abb. A1: Niederschlag-Abfluss-Ereignis A-1; Verlauf der hydraulischen Potentiale der Stationen H4b, H3a, H3b, H2a, H1b (rechts: vergrößerte Achseneinteilung)

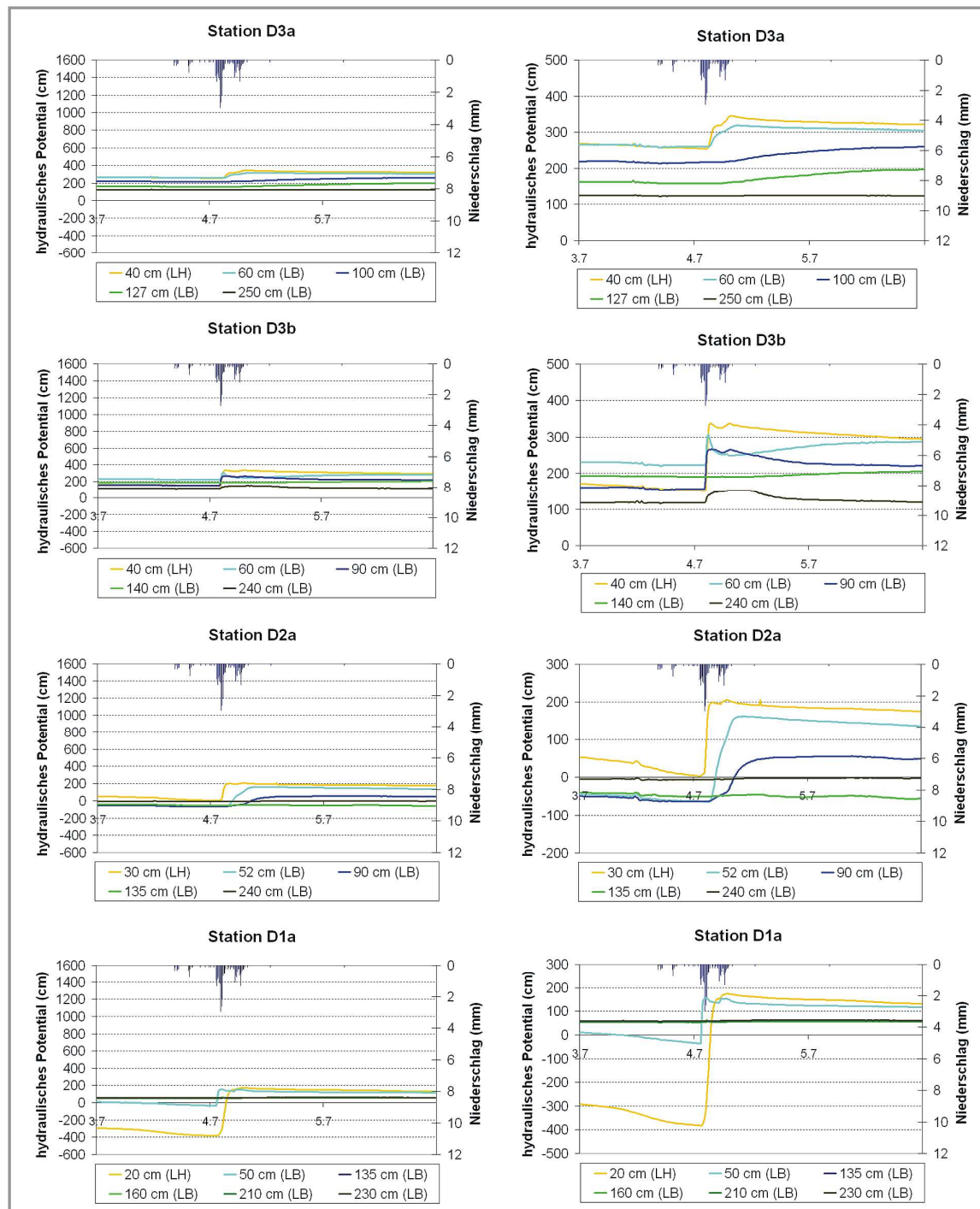


Abb. A2: Niederschlag-Abfluss-Ereignis A-1; Verlauf der hydraulischen Potentiale der Stationen D3a, D3b, D2a, D1a (rechts: vergrößerte Achseneinteilung)

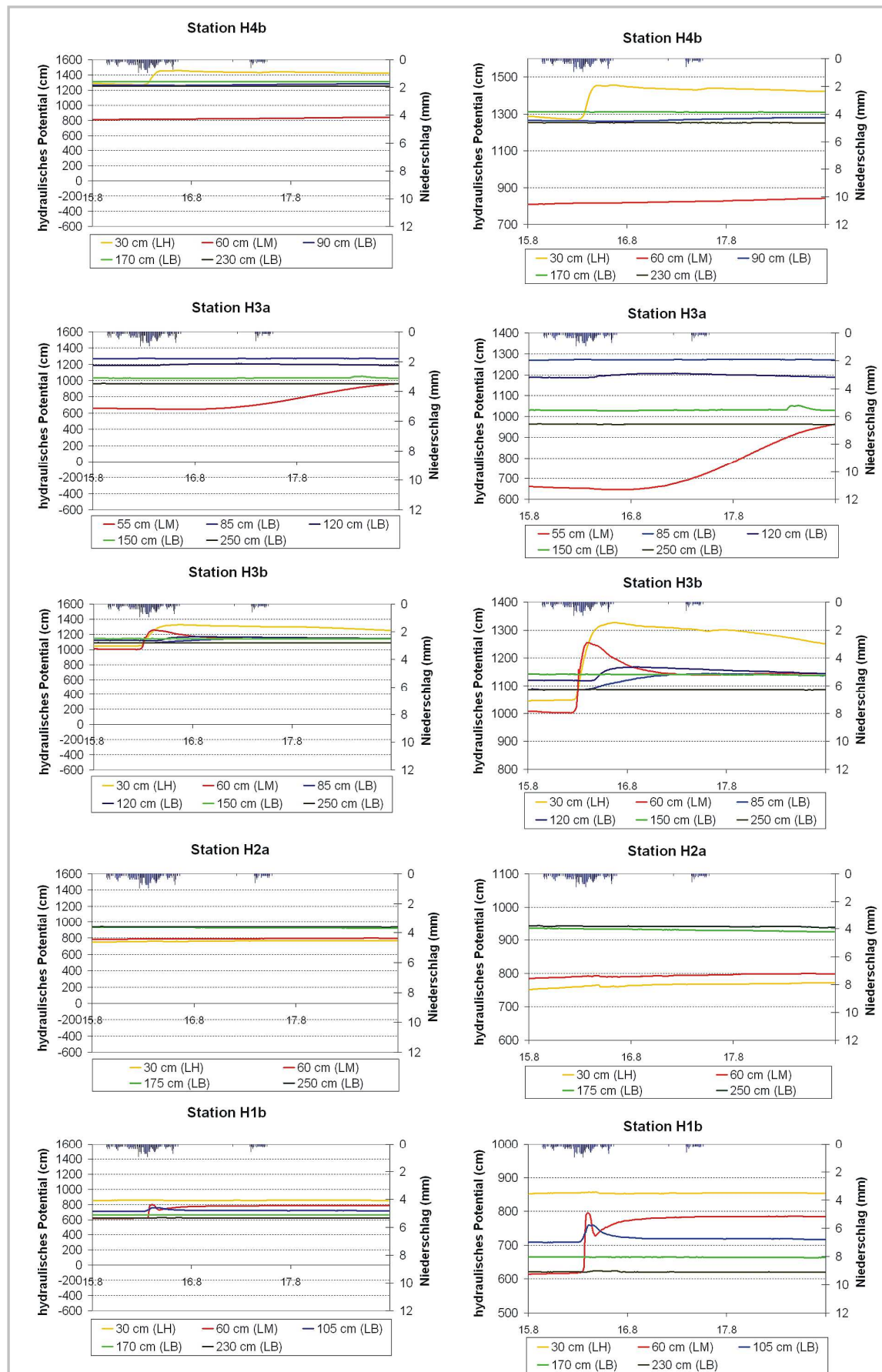


Abb. A3: Niederschlag-Abfluss-Ereignis A-2; Verlauf der hydraulischen Potentiale der Stationen H4b, H3a, H3b, H2a, H1b (rechts: vergrößerte Achseneinteilung)

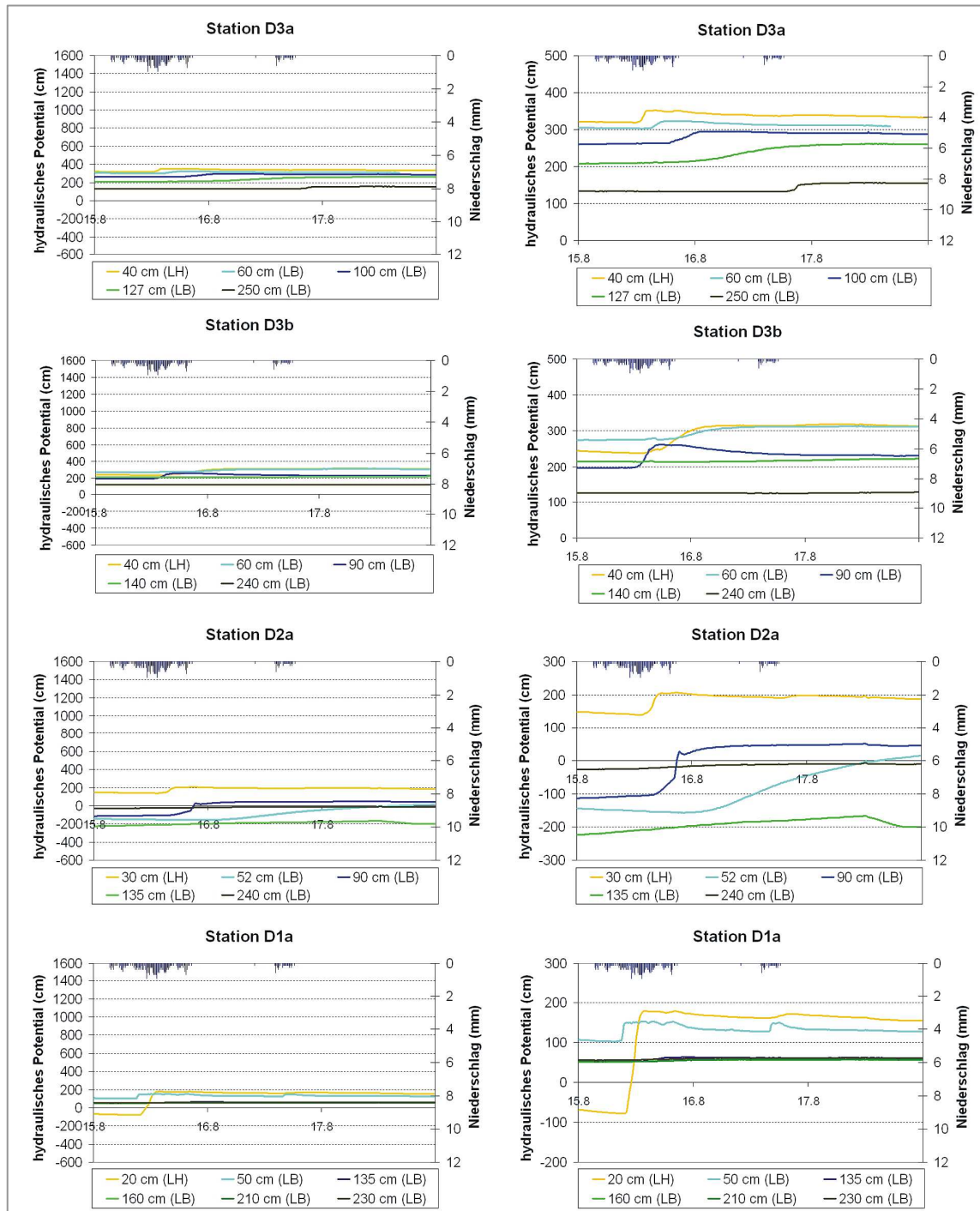


Abb. A4: Niederschlag-Abfluss-Ereignis A-2; Verlauf der hydraulischen Potentiale der Stationen D3a, D3b, D2a, D1a (rechts: vergrößerte Achseneinteilung)

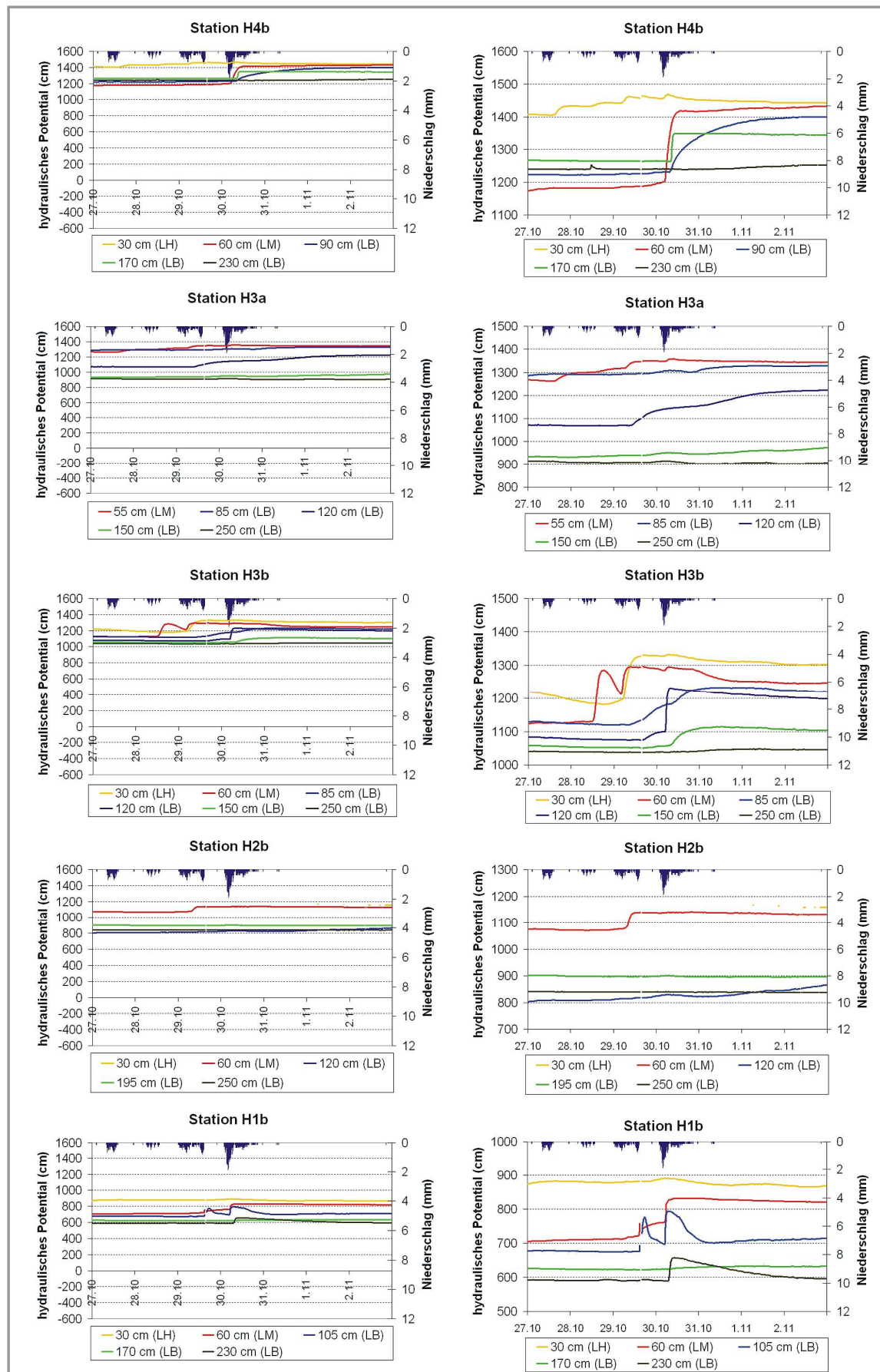


Abb. A5: Niederschlag-Abfluss-Ereignis B-1; Verlauf der hydraulischen Potentiale der Stationen H4b, H3a, H3b, H2b, H1b (rechts: vergrößerte Achseneinteilung)

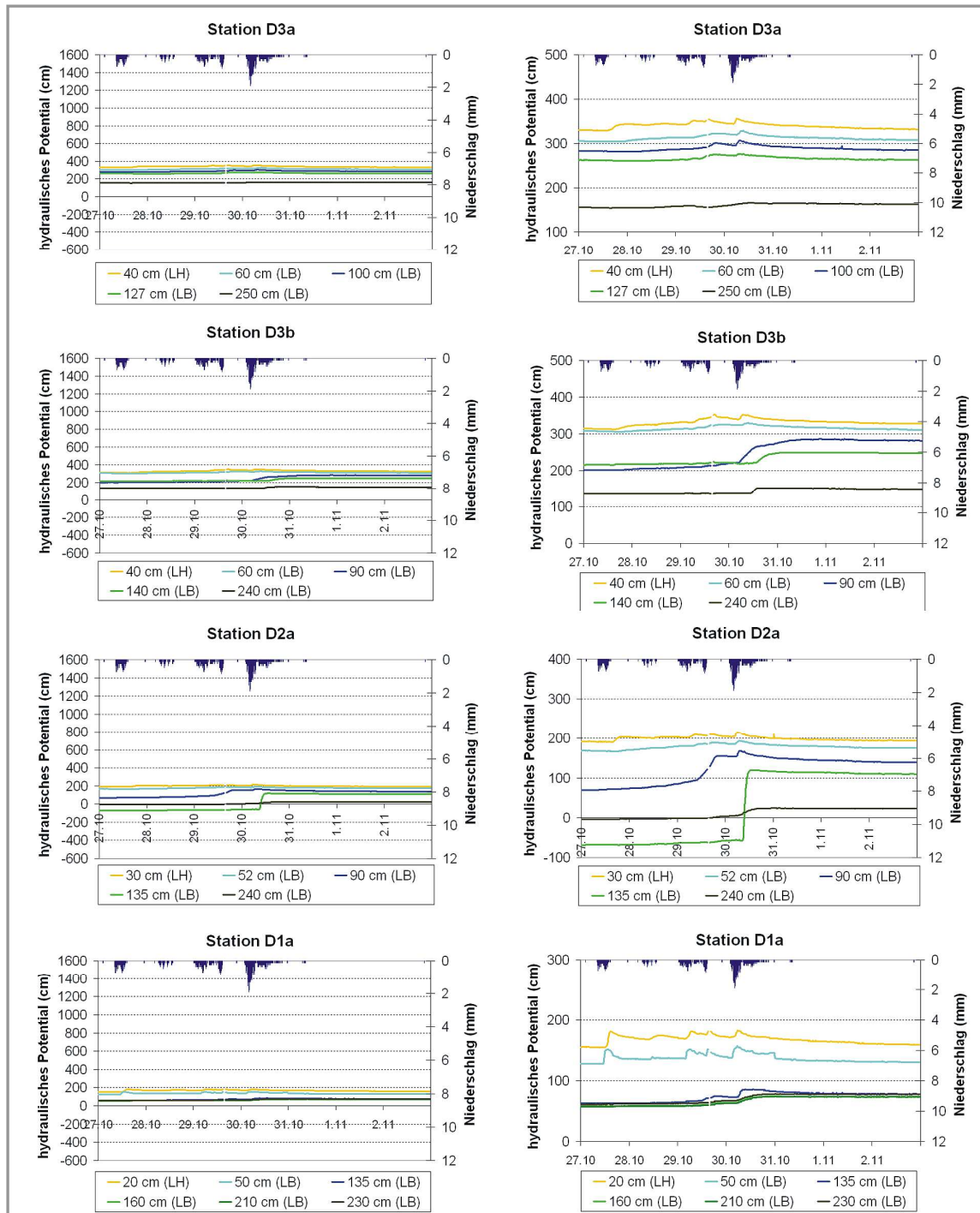


Abb. A6: Niederschlag-Abfluss-Ereignis B-1; Verlauf der hydraulischen Potentiale der Stationen D3a, D3b, D2a, D1a (rechts: vergrößerte Achseneinteilung)

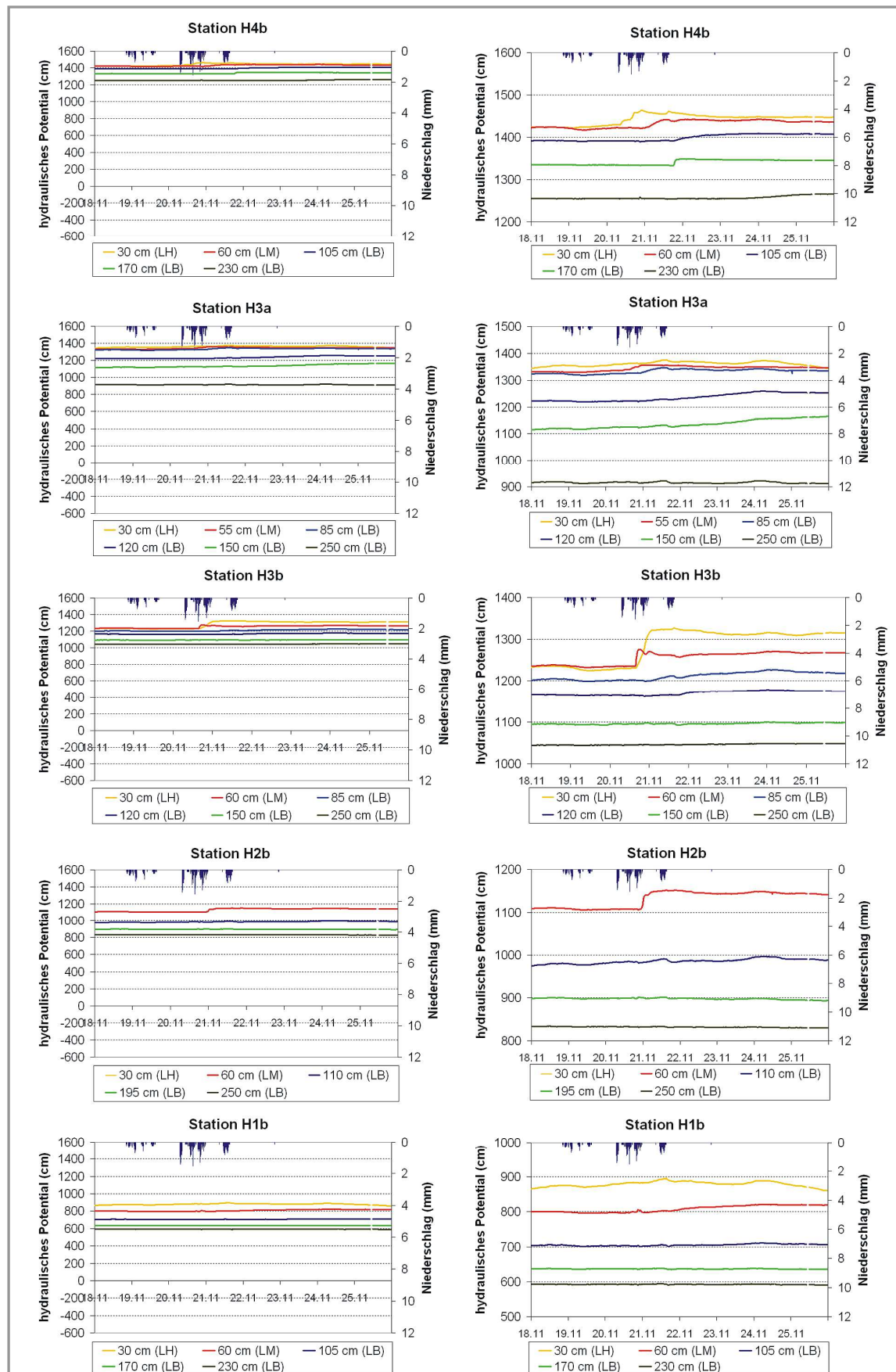


Abb. A7: Niederschlag-Abfluss-Ereignis B-2; Verlauf der hydraulischen Potentiale der Stationen H4b, H3a, H3b, H2b, H1b (rechts: vergrößerte Achseneinteilung)

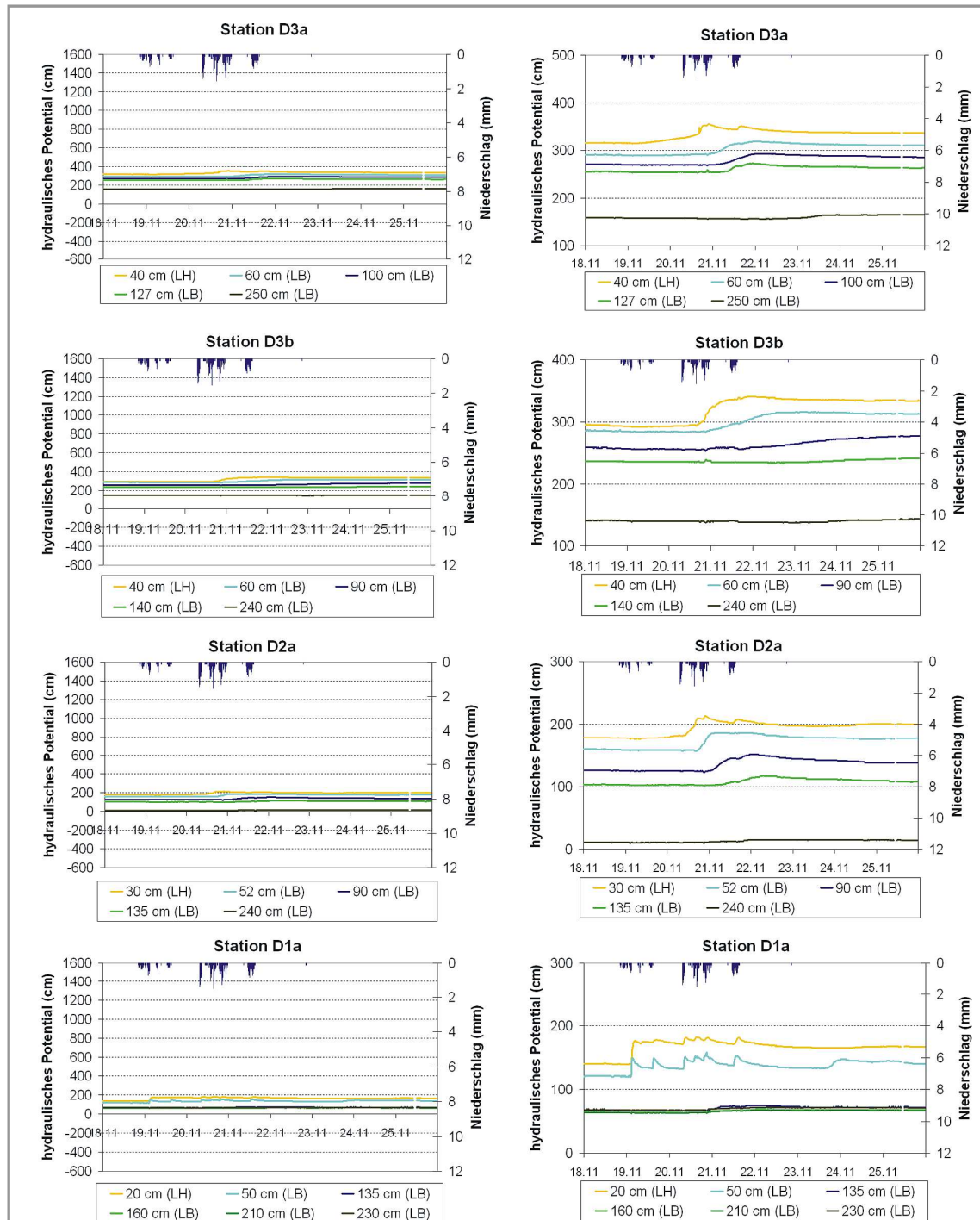


Abb. A8: Niederschlag-Abfluss-Ereignis B-2; Verlauf der hydraulischen Potentiale der Stationen D3a, D3b, D2a, D1a (rechts: vergrößerte Achseneinteilung)

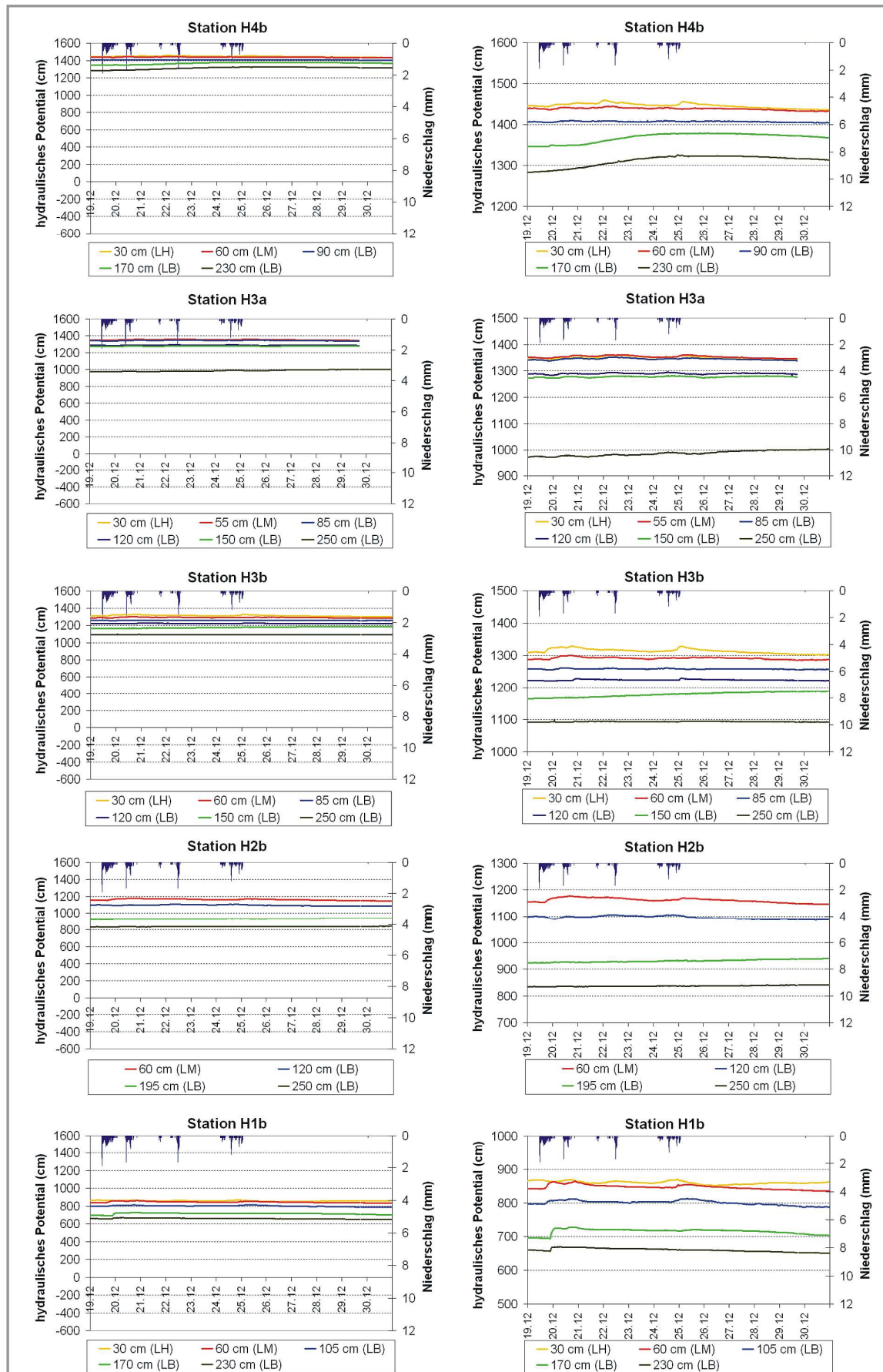


Abb. A9: Niederschlag-Abfluss-Ereignis C-1; Verlauf der hydraulischen Potentiale der Stationen H4b, H3a, H3b, H2b, H1b (rechts: vergrößerte Achseneinteilung)

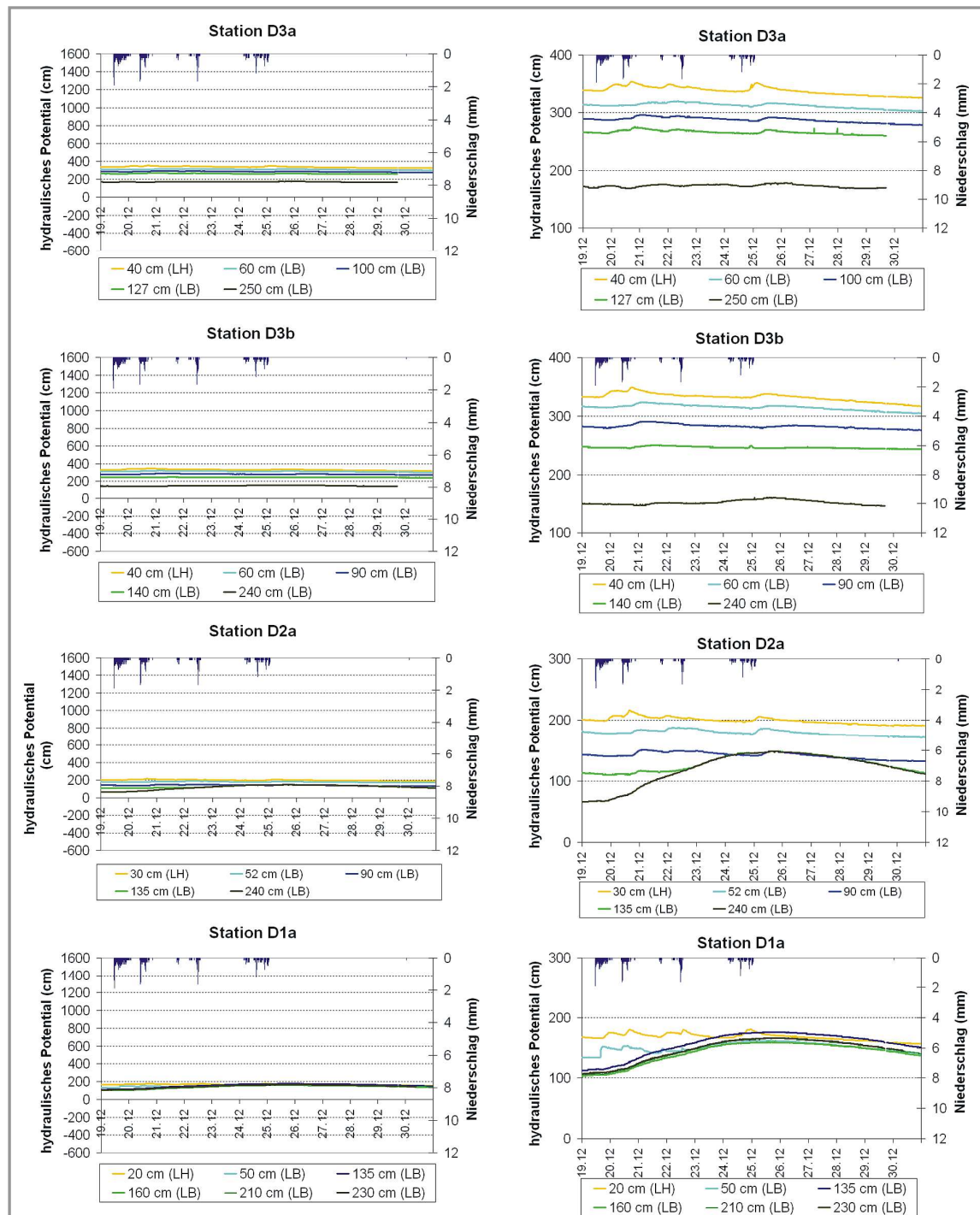


Abb. A10: Niederschlag-Abfluss-Ereignis C-1; Verlauf der hydraulischen Potentiale der Stationen D3a, D3b, D2a, D1a (rechts: vergrößerte Achseneinteilung)

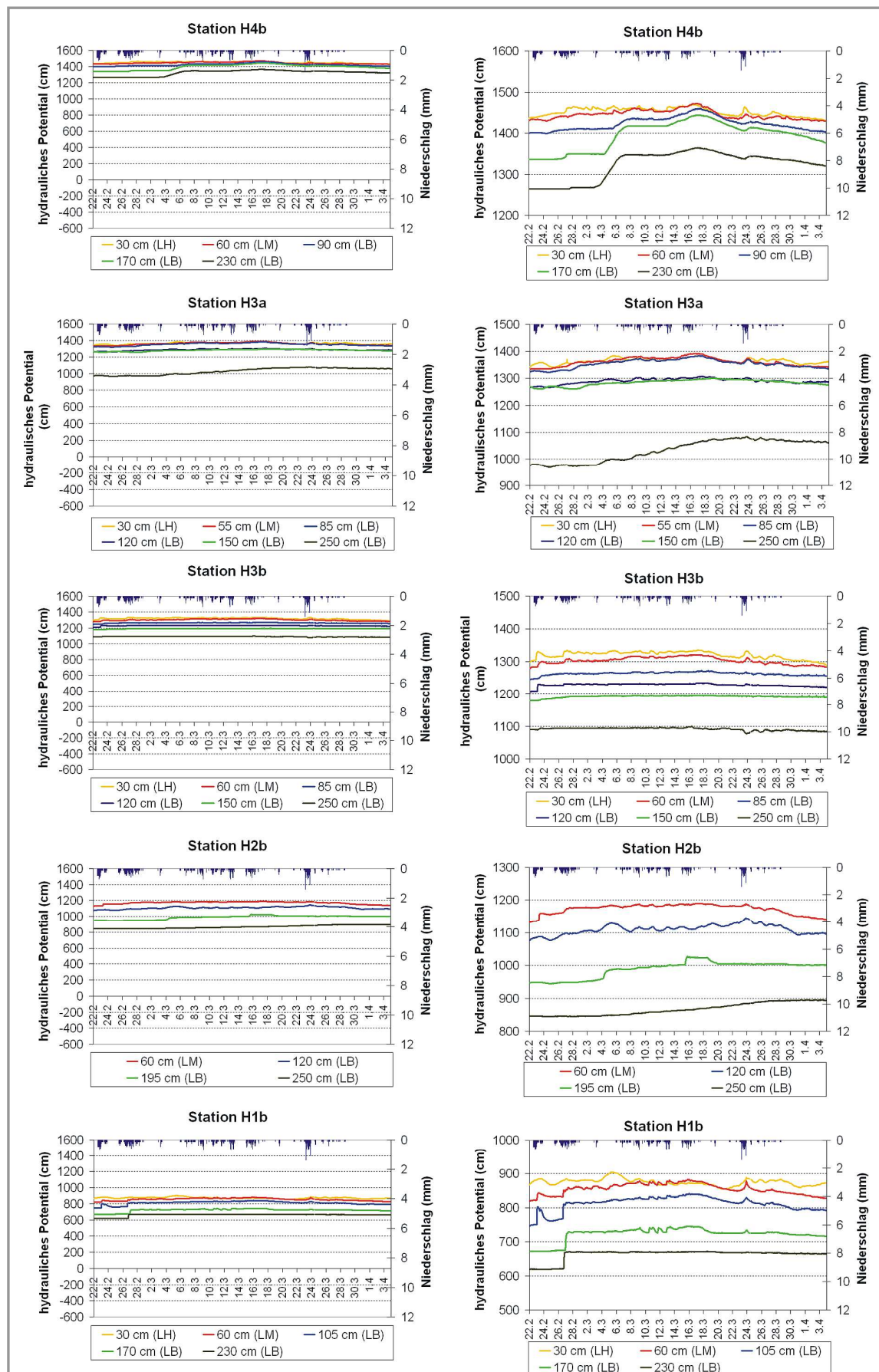


Abb. A11: Niederschlag-Abfluss-Ereignis C-2; Verlauf der hydraulischen Potentiale der Stationen H4b, H3a, H3b, H2b, H1b (rechts: vergrößerte Achseneinteilung)

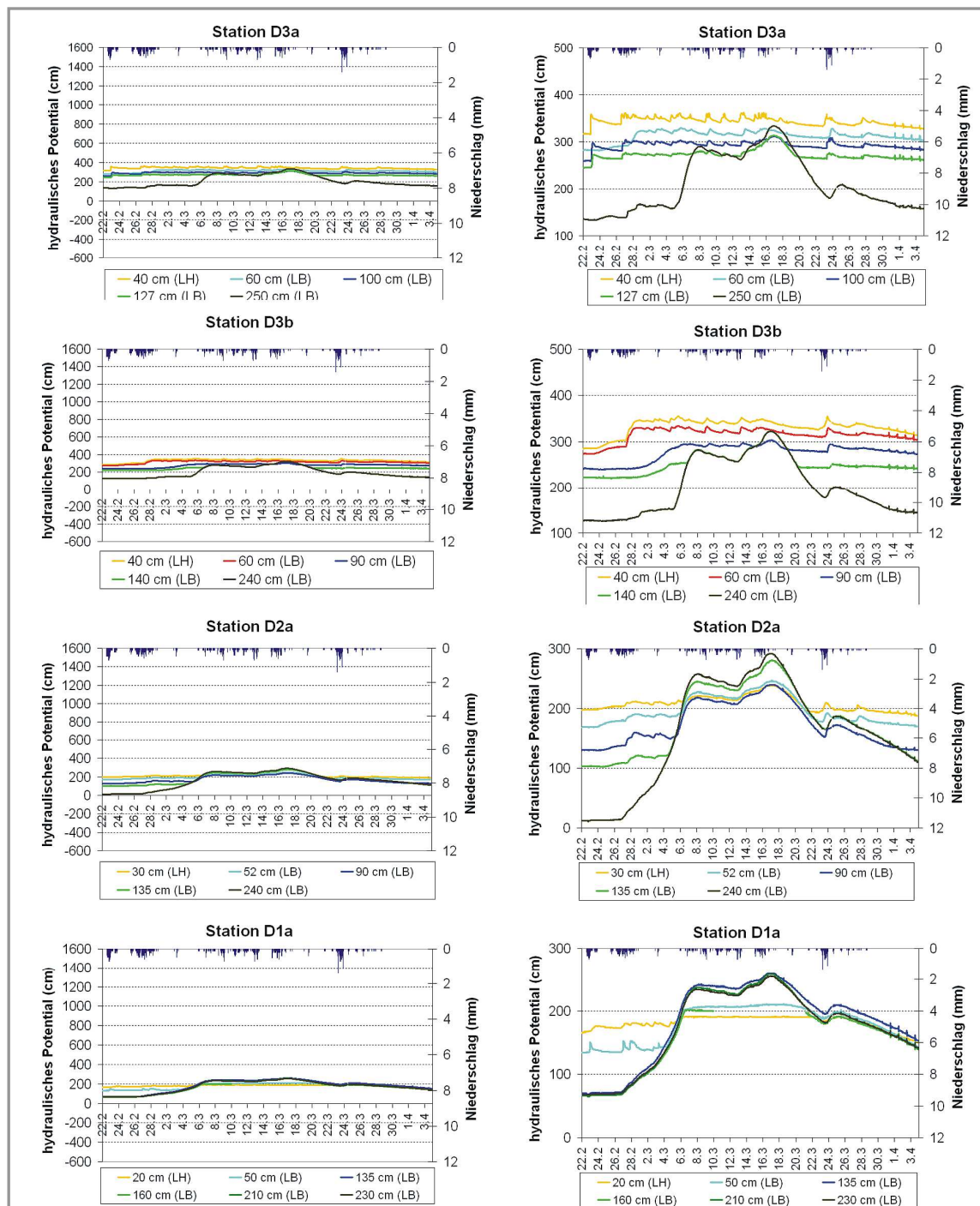


Abb. A12: Niederschlag-Abfluss-Ereignis C-2; Verlauf der hydraulischen Potentiale der Stationen D3a, D3b, D2a, D1a (rechts: vergrößerte Achseneinteilung)

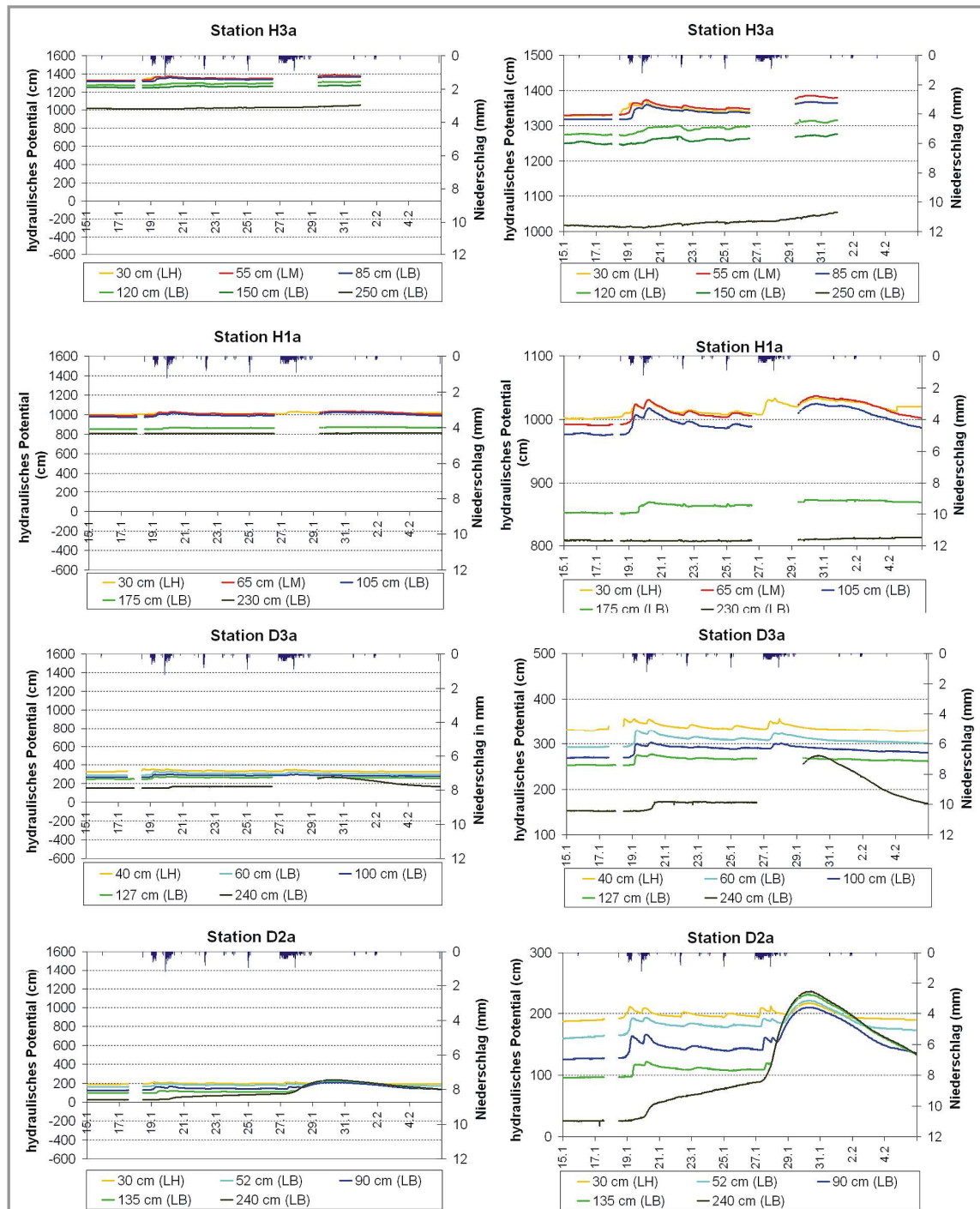


Abb. A13: Niederschlag-Abfluss-Ereignis C-3; Verlauf der hydraulischen Potentiale der Stationen H3a, H1a, D3a, D2a (rechts: vergrößerte Achseneinteilung)

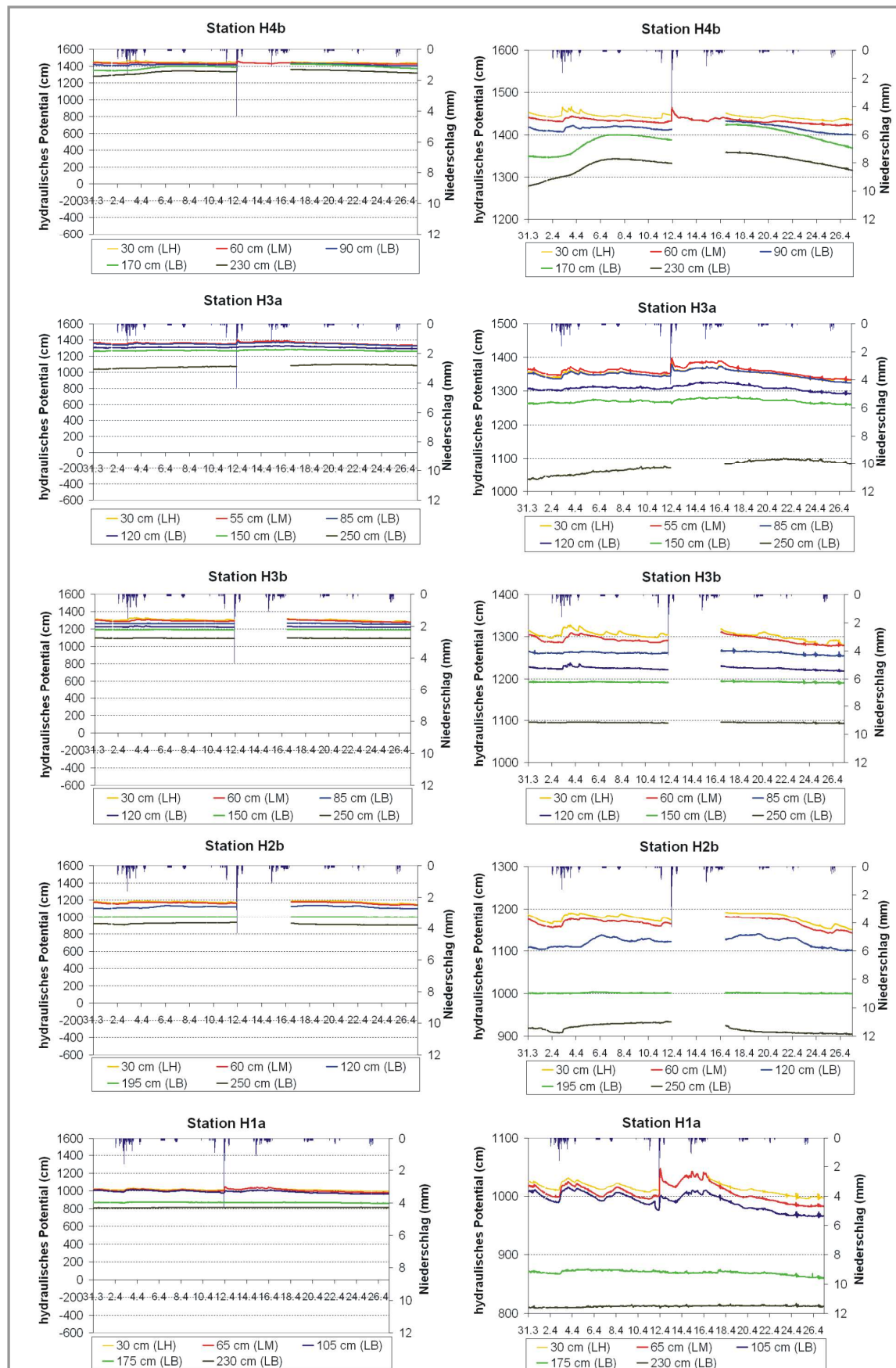


Abb. A14: Niederschlag-Abfluss-Ereignis C-4; Verlauf der hydraulischen Potentiale der Stationen H4b, H3a, H3b, H2b, H1a (rechts: vergrößerte Achseneinteilung)

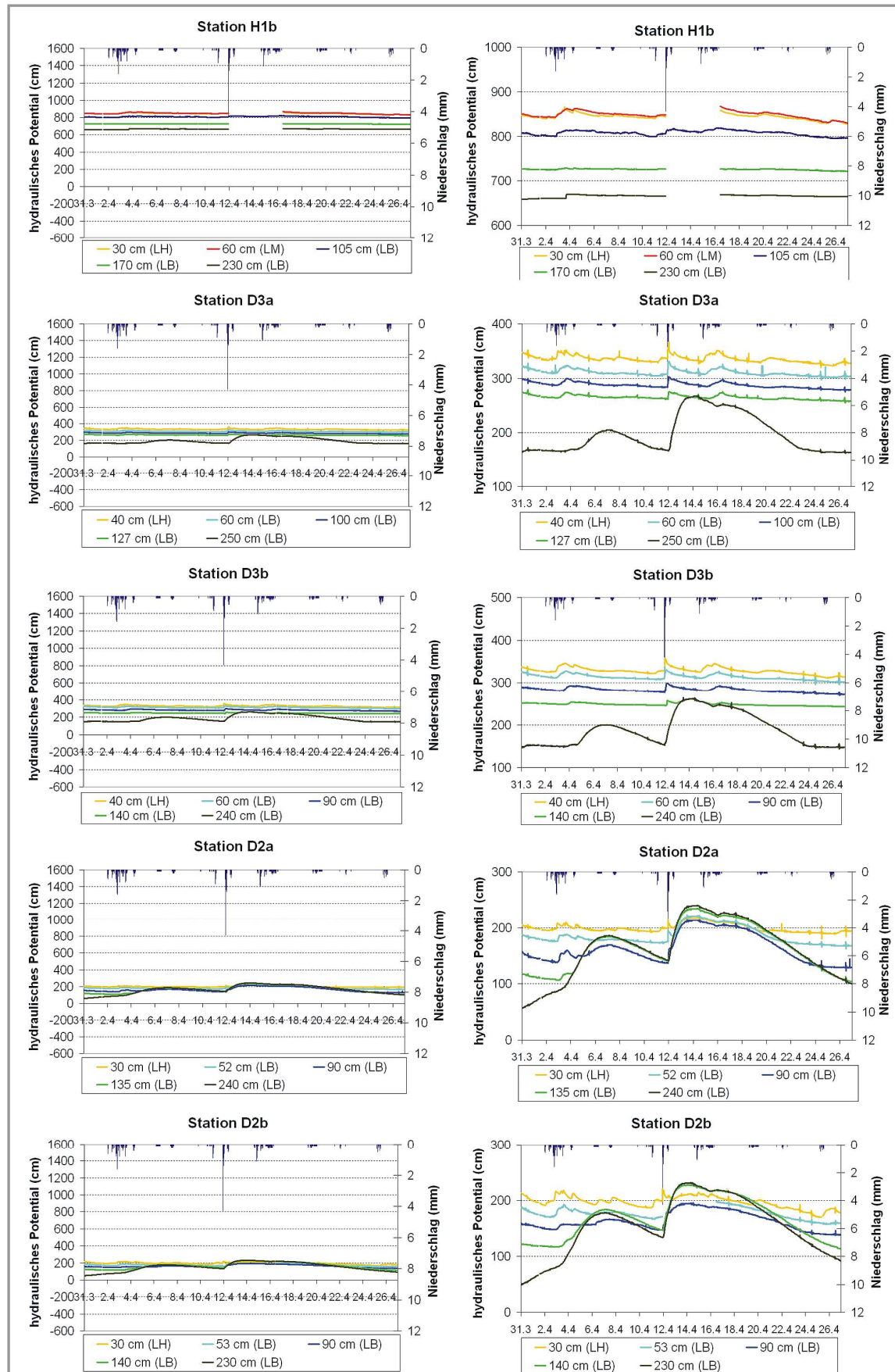


Abb. A15: Niederschlag-Abfluss-Ereignis C-4; Verlauf der hydraulischen Potentiale der Stationen H1b, D3a, D3b, D2a, D2b (rechts: vergrößerte Achseneinteilung)

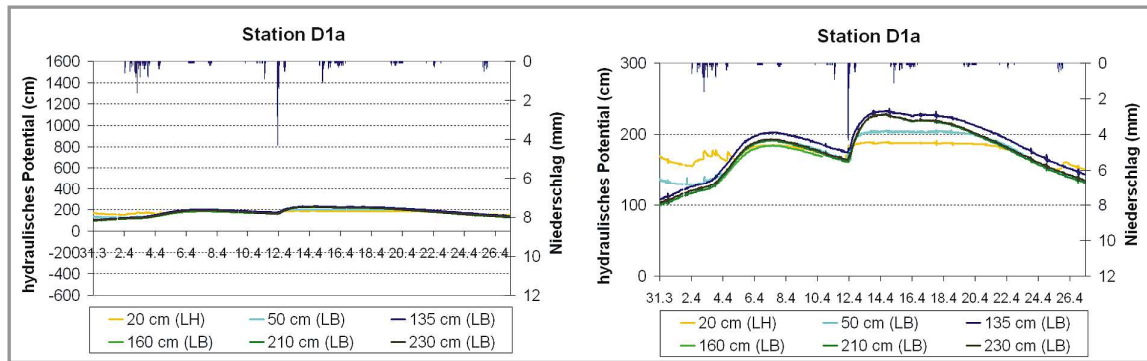


Abb. A16: Niederschlag-Abfluss-Ereignis C-4; Verlauf der hydraulischen Potentiale der Station D1a (rechts: vergrößerte Achseneinteilung)

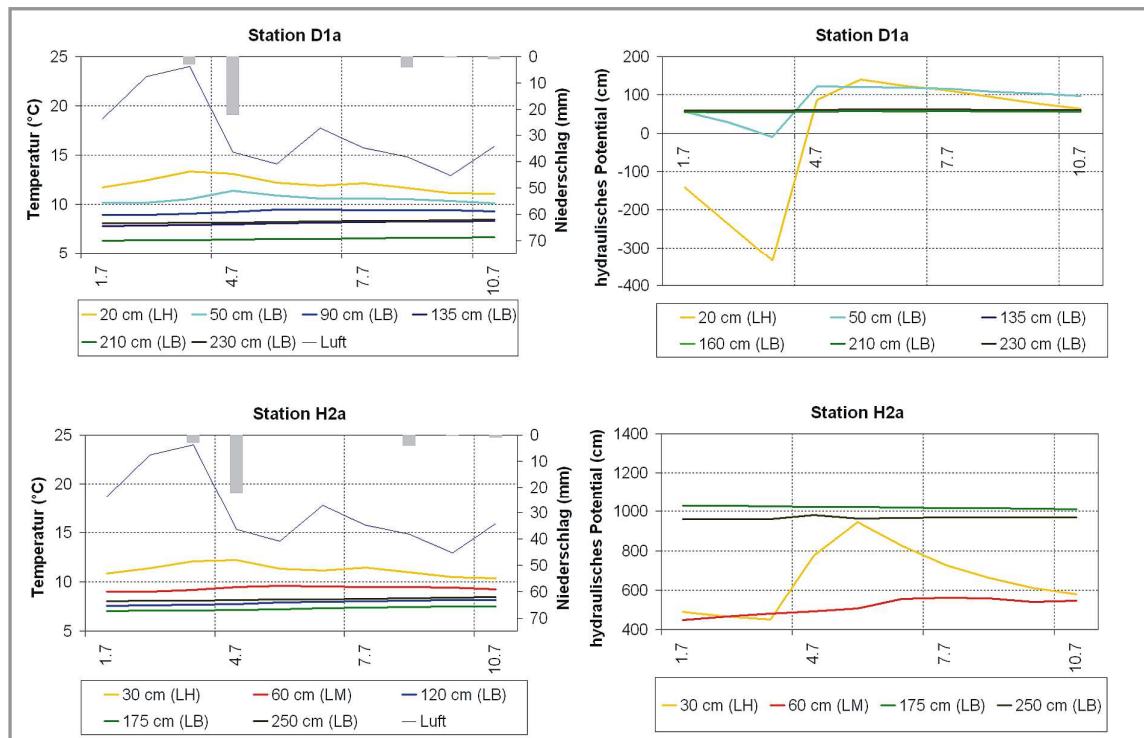


Abb. A17: Luft- und Bodentemperaturganglinie sowie Verlauf der hydraulischen Potentiale an den Stationen D1a und H2a für den Zeitraum vom 01.07. bis 10.07.2008 (Niederschlag-Abfluss-Ereignis A-1)

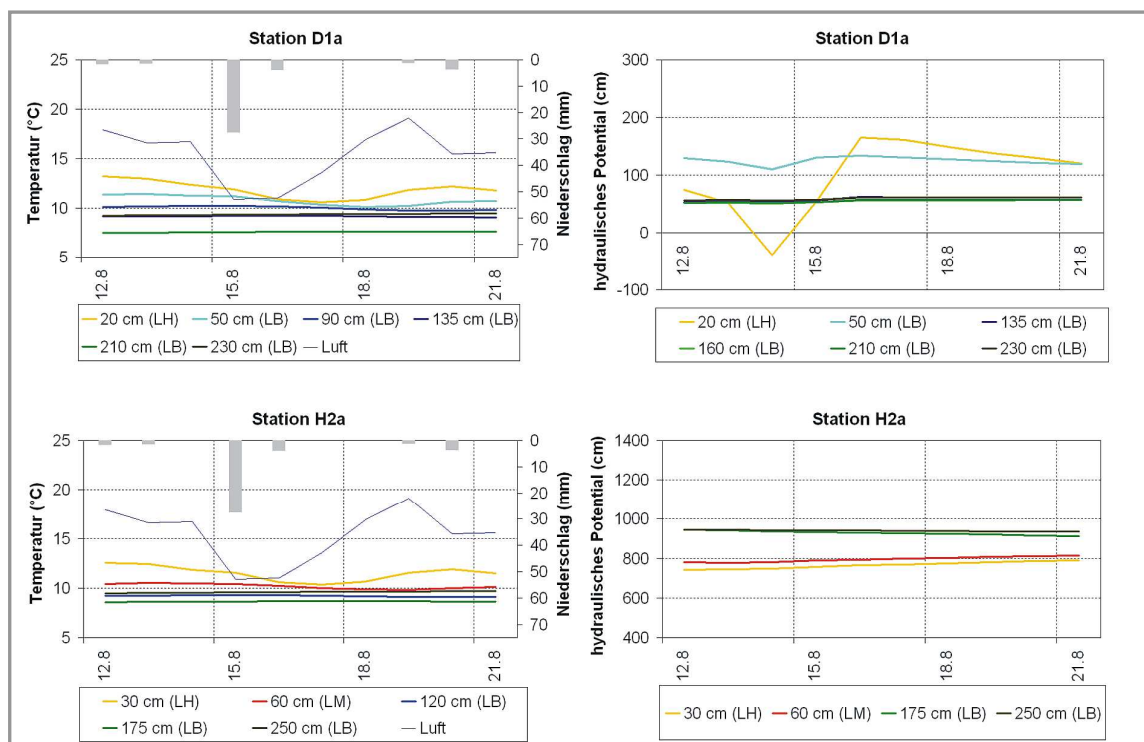


Abb. A18: Luft- und Bodentemperaturganglinie sowie Verlauf der hydraulischen Potentiale an den Stationen D1a und H2a für den Zeitraum vom 12.08. bis 21.08.2008 (Niederschlag-Abfluss-Ereignis A-2)

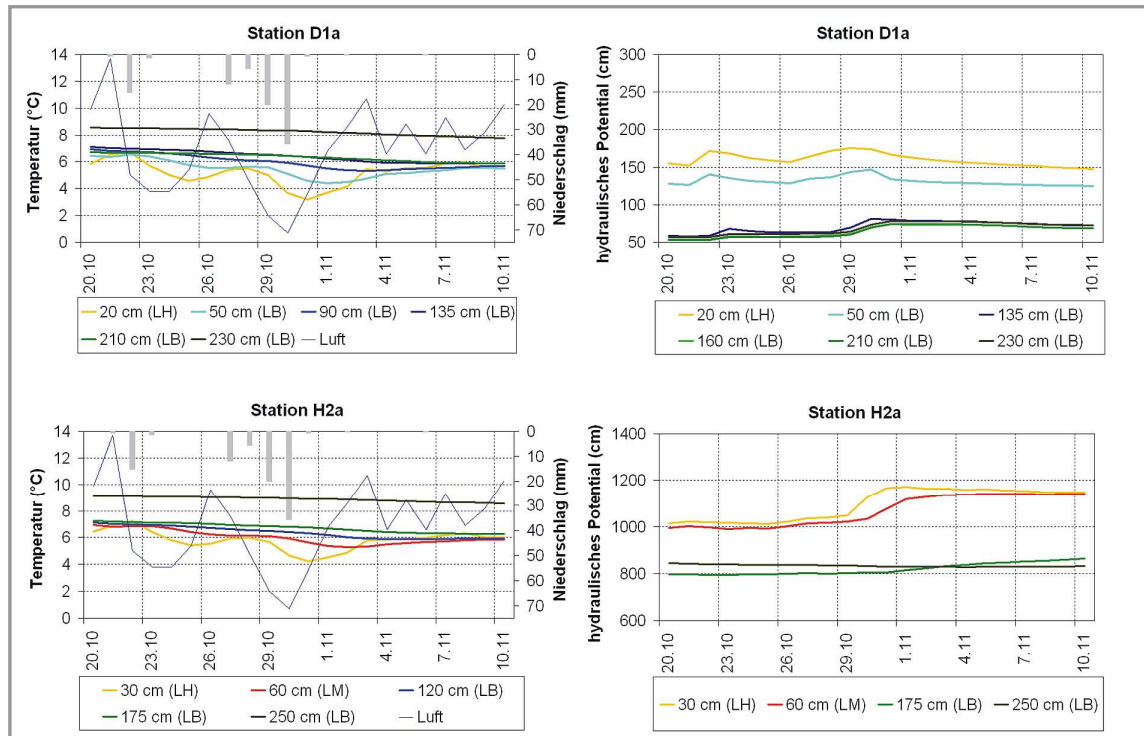


Abb. A19: Luft- und Bodentemperaturganglinie sowie Verlauf der hydraulischen Potentiale an den Stationen D1a und H2a für den Zeitraum vom 20.10. bis 10.11.2008 (Niederschlag-Abfluss-Ereignis B-1)

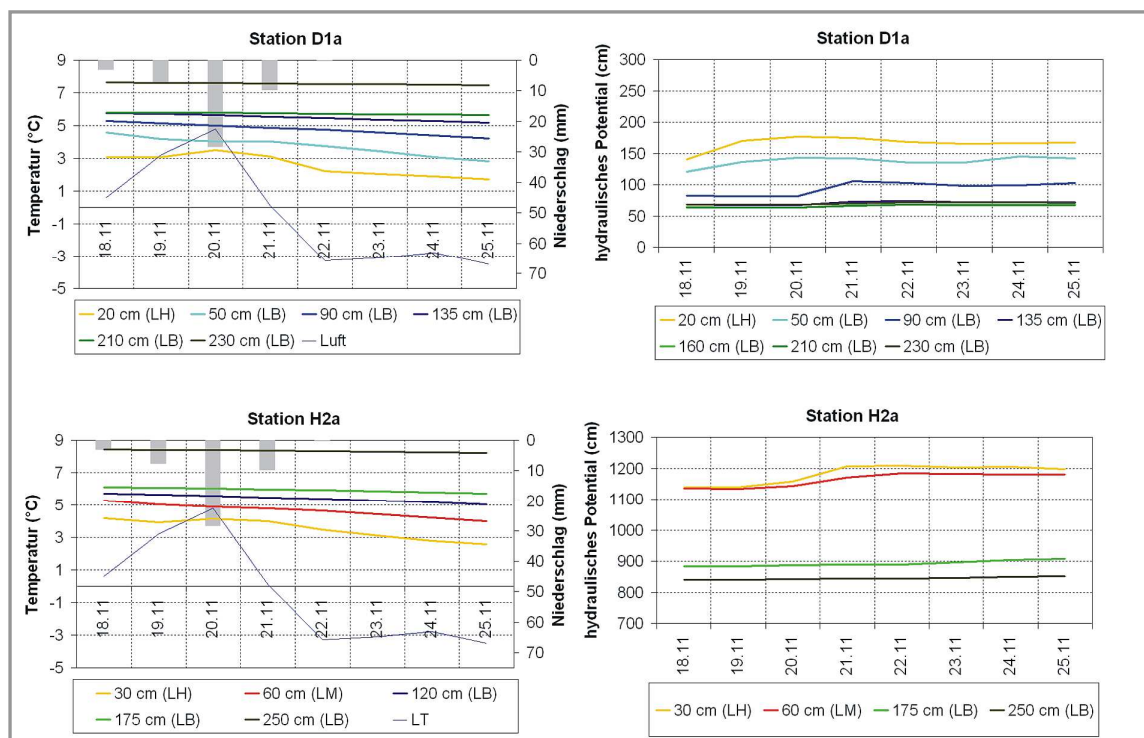


Abb. A20: Luft- und Bodentemperaturganglinie sowie Verlauf der hydraulischen Potentiale an den Stationen D1a und H2a für den Zeitraum vom 18.11. bis 25.11.2008 (Niederschlag-Abfluss-Ereignis B-2)

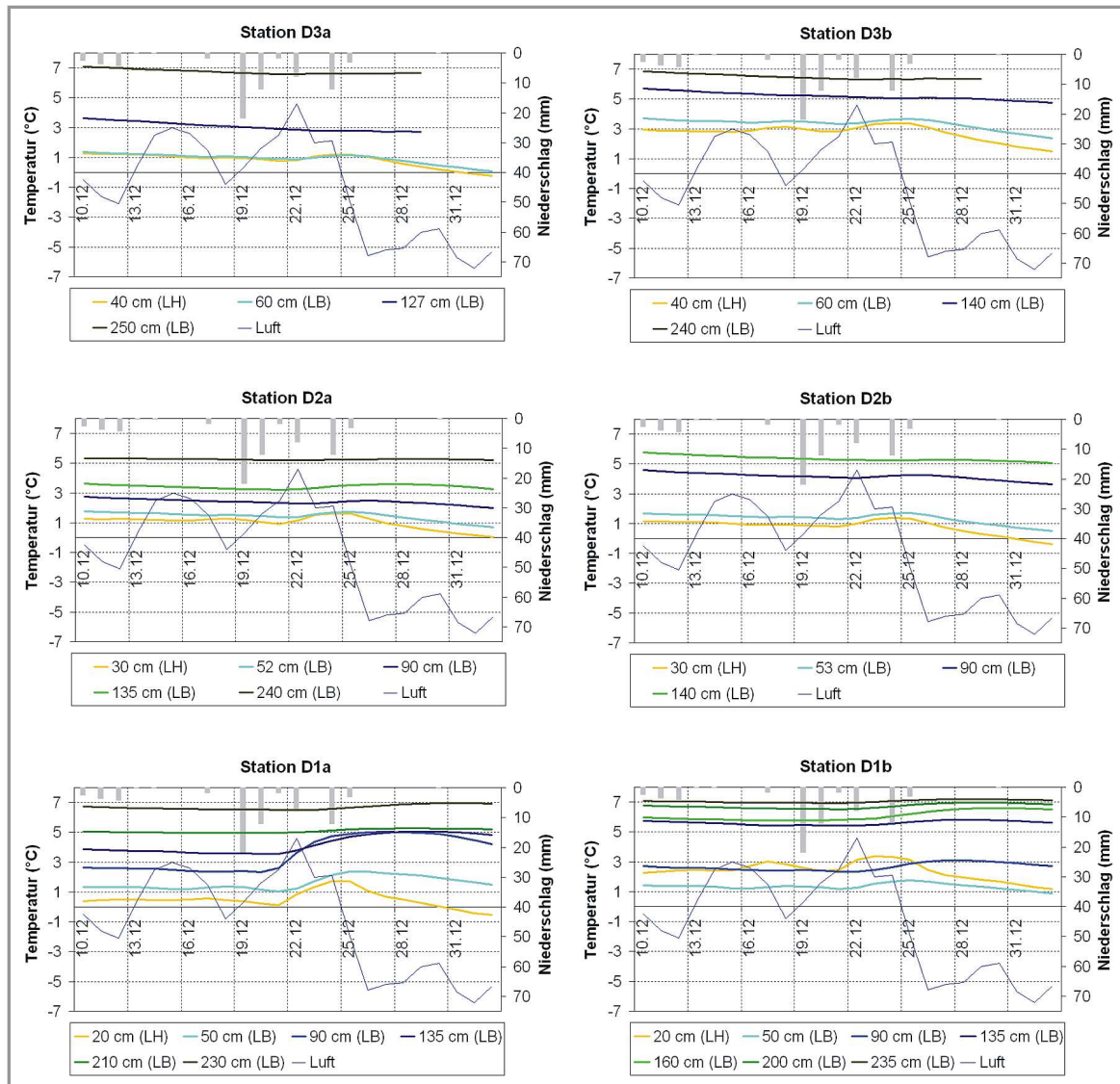


Abb. A21: Luft- und Bodentemperaturanglinie an den Stationen D3a, D3b, D2a, D2b, D1a, D1b für den Zeitraum vom 10.12. bis 31.12.2008 (Niederschlag-Abfluss-Ereignis C-1)

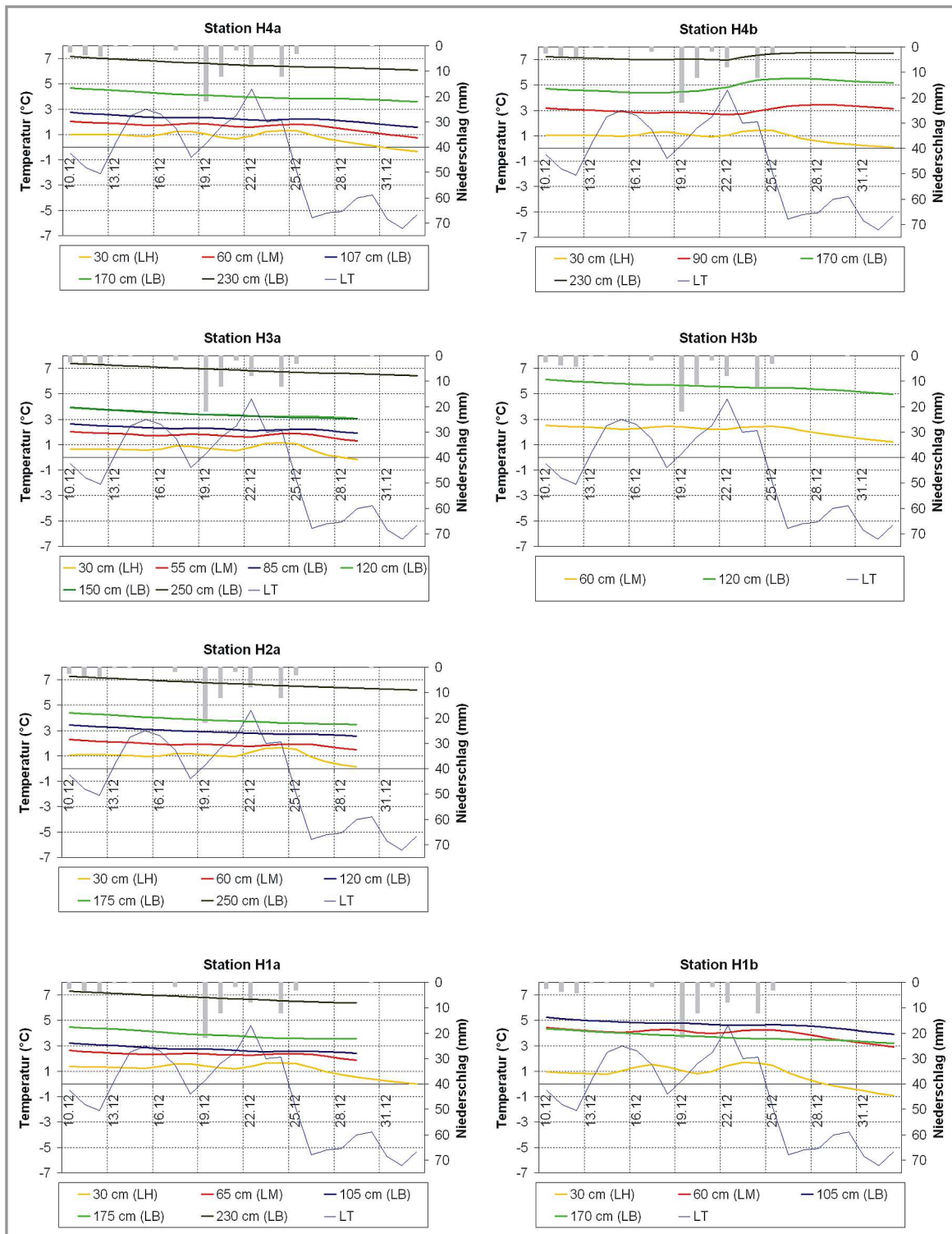


Abb. A22: Luft- und Bodentemperaturanglinie an den Stationen H4a, H4b, H3a, H3b, H2a, H1a, H1b für den Zeitraum vom 10.12. bis 31.12.2008 (Niederschlag-Abfluss-Ereignis C-1)

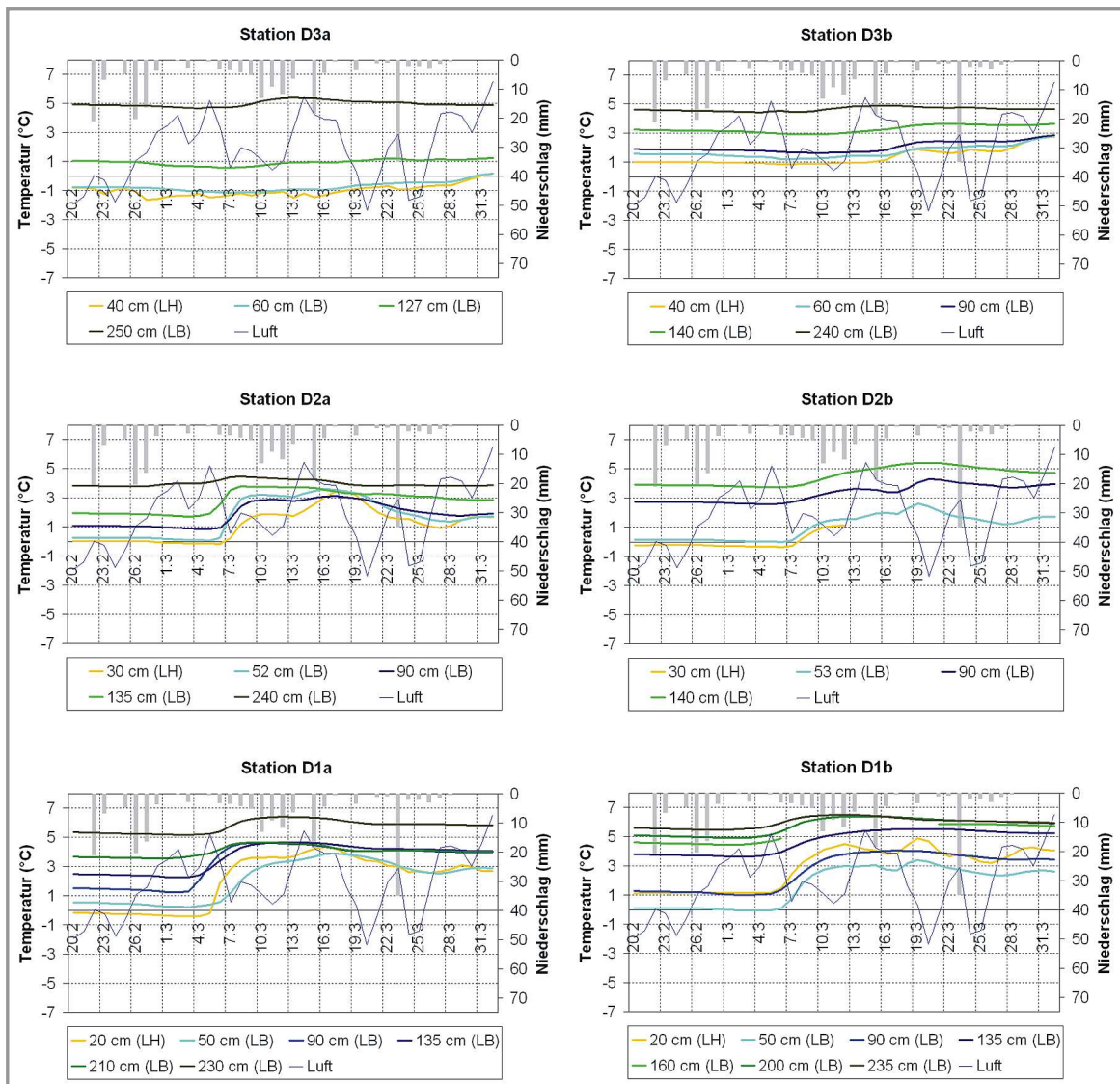


Abb. A23: Luft- und Bodentemperaturganglinie an den Stationen D3a, D3b, D2a, D2b, D1a, D1b für den Zeitraum vom 20.02. bis 31.03.2009 (Niederschlag-Abfluss-Ereignis C-2)

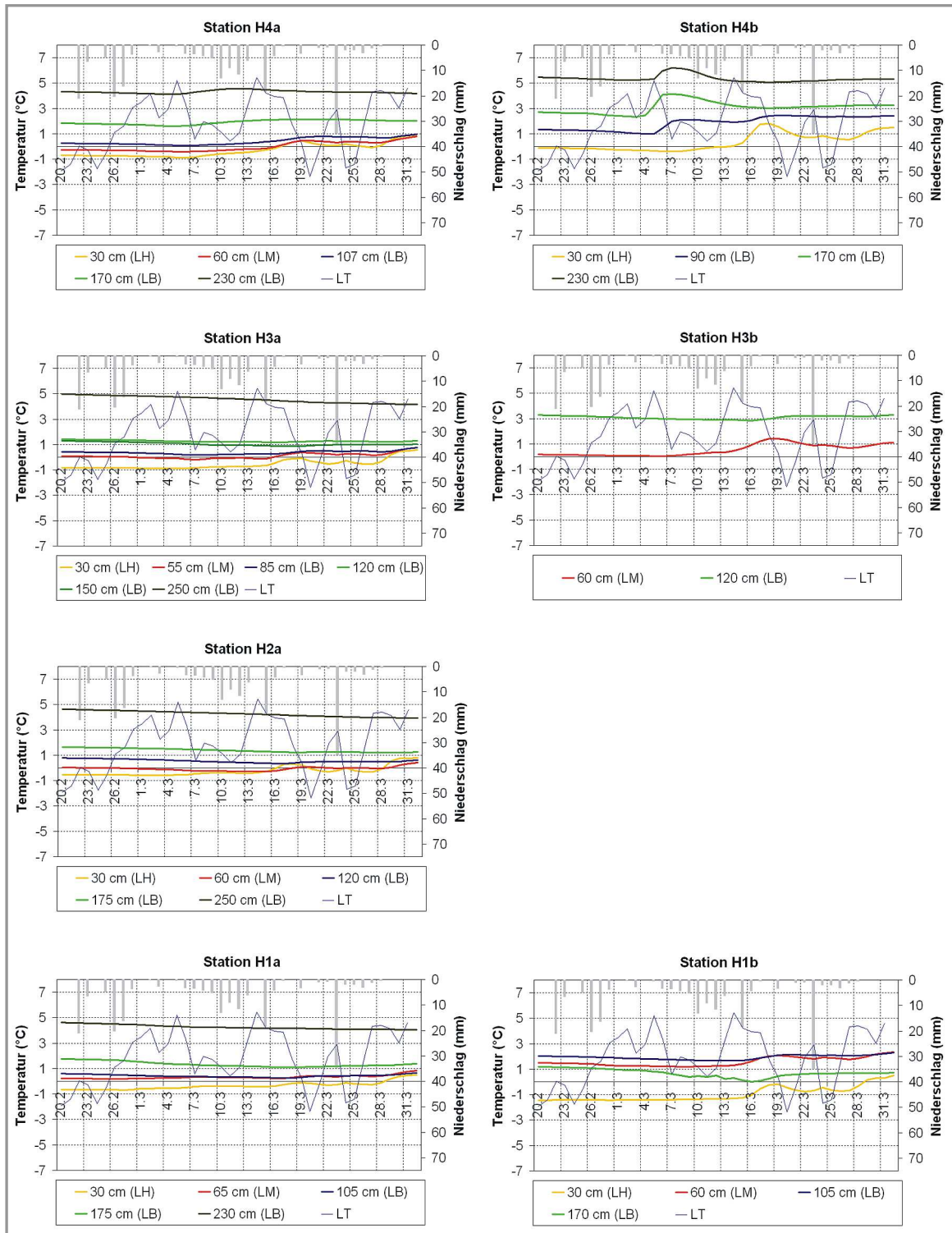


Abb. A24: Luft- und Bodentemperaturganglinie an den Stationen H4a, H4b, H3a, H3b, H2a, H1a, H1b für den Zeitraum vom 20.02. bis 31.03.2009 (Niederschlag-Abfluss-Ereignis C-2)

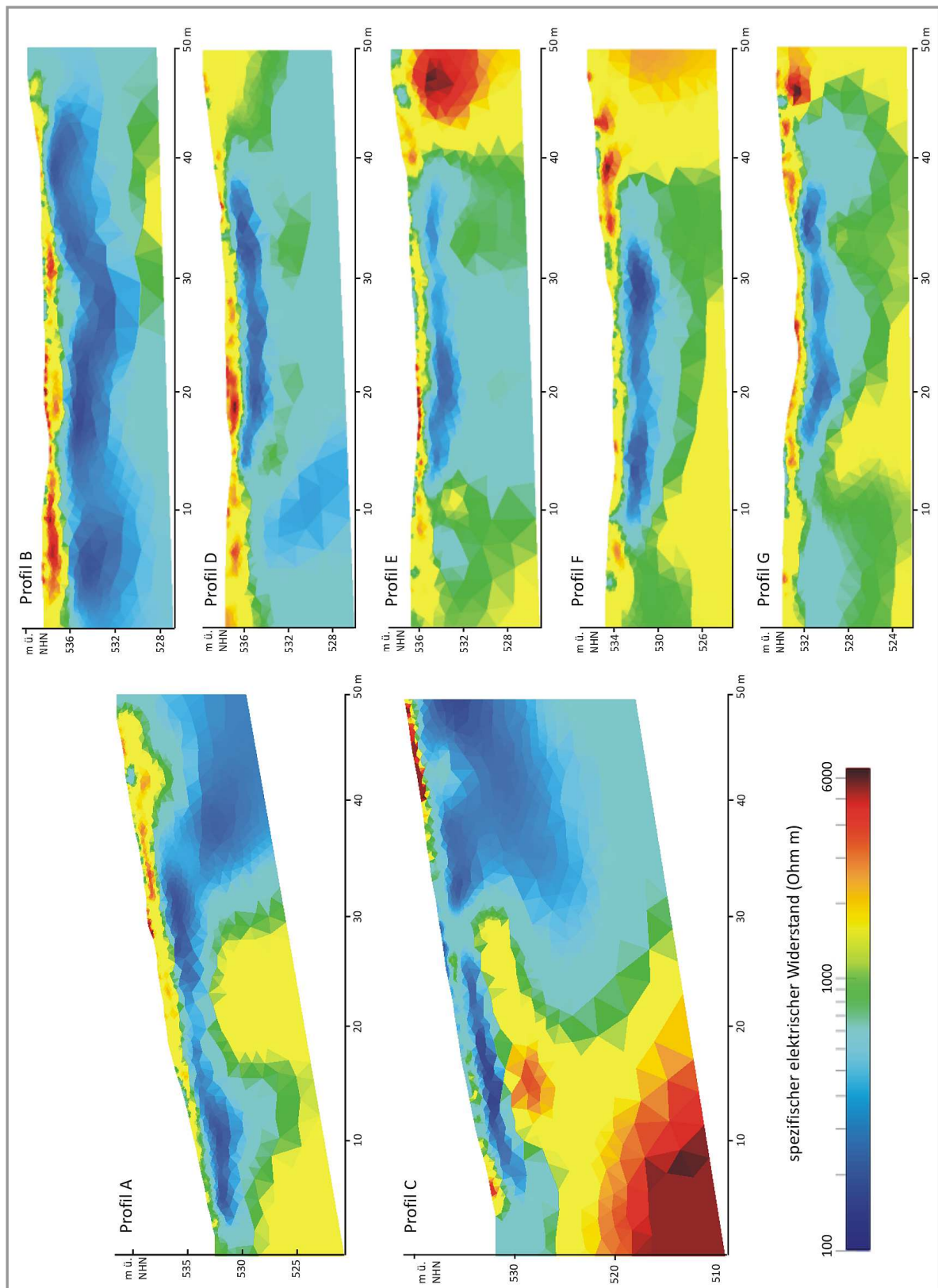


Abb. A25: Widerstandsverteilung der Profile A bis G - geoelektrische Kartierung vom 21.-22.10.2008

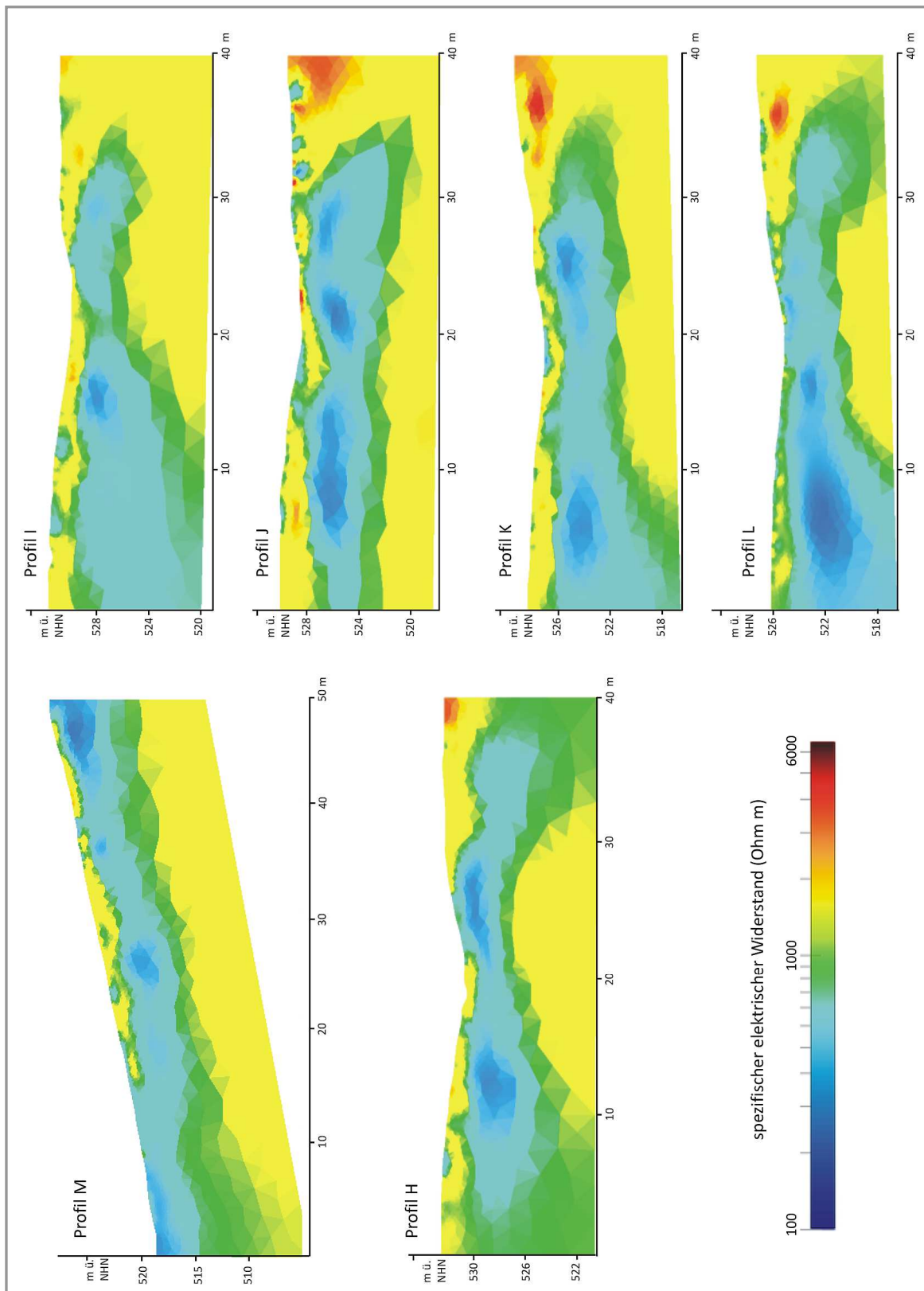


Abb. A26: Widerstandsverteilung der Profile H bis M - geoelektrische Kartierung vom 04.06.2009

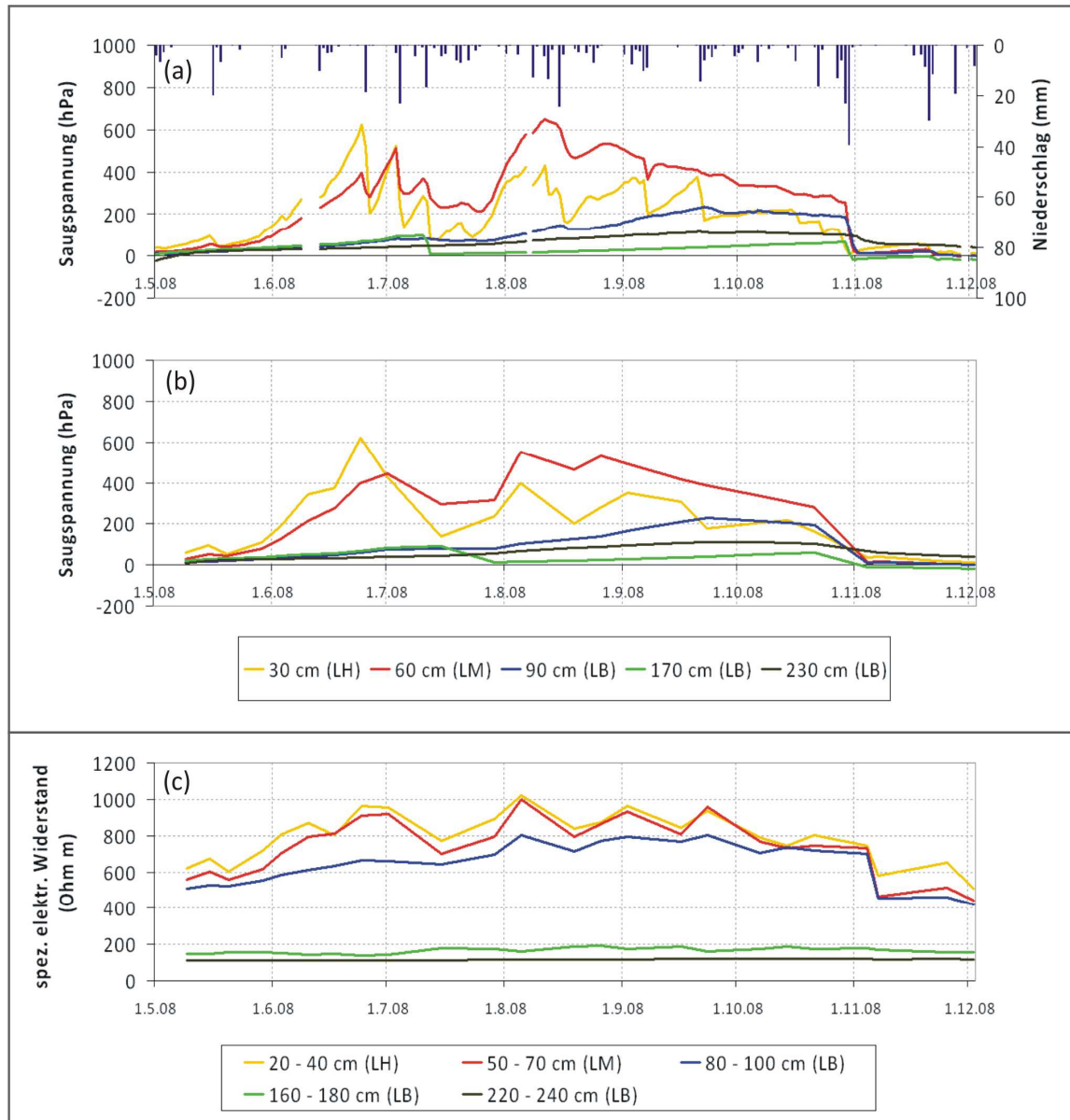


Abb. A27: Tiefenspezifischer Tagesmedian der Saugspannung der Stationen H4a und H4b in täglichem Intervall (a) und im Messintervall (b) sowie Verlauf des Medians des temperaturkorrigierten spezifischen elektrischen Widerstands an Profil B je Tiefenbereich im Messintervall (c)
(verändert nach HÜBNER 2009)

Tab. B1: Einbautiefen der Tensiometer

Stations- bezeichnung	Einbautiefe (cm)	Lage	Stations- bezeichnung	Einbautiefe (cm)	Lage
D1a	20	LH	D1b	20	LH
	50	LB		50	LB
	90	LB		90	LB
	135	LB		135	LB
	160	LB		160	LB
	210	LB		200	LB
	230	LB		235	LB
D2a	30	LH	D2b	30	LH
	52	LB		53	LB
	90	LB		90	LB
	135	LB		140	LB
	240	LB		230	LB
D3a	40	LH	D3b	40	LH
	60	LB		60	LB
	100	LB		90	LB
	127	LB		140	LB
	250	LB		240	LB
H1a	30	LH	H1b	30	LH
	65	LM		60	LM
	105	LB		105	LB
	175	LB		170	LB
	230	LB		230	LB
H2a	30	LH	H2b	30	LH
	60	LM		60	LM
	120	LB		120	LB
	175	LB		195	LB
	250	LB		250	LB
H3a	30	LH	H3b	30	LH
	55	LM		60	LM
	85	LB		85	LB
	120	LB		120	LB
	150	LB		150	LB
	250	LB		250	LB

Tab. B1 - Fortsetzung

Stations- bezeichnung	Einbautiefe (cm)	Lage	Stations- bezeichnung	Einbautiefe (cm)	Lage
H4a	30	LH	H4b	30	LH
	60	LM		60	LM
	107	LB		90	LB
	170	LB		170	LB
	230	LB		230	LB

Tab. B2: Einbautiefen der Saugkerzen

Stations- bezeichnung	Einbautiefe (cm)	Lage
S1	20	LH
	60	LB
	135	LB
	195	LB
S2	40	LH
	60	LB
	140	LB
	250	LB
S3	30	LH
	60	LB
	105	LB
	230	LB

Tab. B3: Grunddaten der bodenkundlichen Kartierung

ID	Beprobungsart	Hochwert	Rechtswert	Datum	Bearbeiter
1	Rammkernsondierung	4.601.758	5.629.997	30.07.07	K. Heller, S. Schlüter
2	Rammkernsondierung	4.601.754	5.629.986	30.07.07	K. Heller, S. Schlüter
3	Rammkernsondierung	4.601.749	5.629.973	30.07.07	K. Heller, S. Schlüter
4	Rammkernsondierung	4.601.754	5.630.004	06./07.08.07	B. Rieß, T. Klemm, K. Heller
5	Rammkernsondierung	4.601.745	5.629.989	06./07.08.07	B. Rieß, T. Klemm, K. Heller
6	Rammkernsondierung	4.601.736	5.629.978	06./07.08.07	B. Rieß, T. Klemm, K. Heller
7	Rammkernsondierung	4.601.742	5.629.966	06./07.08.07	B. Rieß, T. Klemm, K. Heller
8	Rammkernsondierung	4.601.738	5.629.956	06./07.08.07	B. Rieß, T. Klemm, K. Heller
9	Rammkernsondierung	4.601.745	5.630.016	08.05.07	Th. Weiße, K. Heller
10	Rammkernsondierung	4.601.750	5.630.017	08.05.07	Th. Weiße, K. Heller
11	Rammkernsondierung	4.601.755	5.630.019	08.05.07	Th. Weiße, K. Heller
12	Rammkernsondierung	4.601.760	5.630.020	08.05.07	Th. Weiße, K. Heller
13	Rammkernsondierung	4.601.764	5.630.021	08.05.07	Th. Weiße, K. Heller
14	Rammkernsondierung	4.601.768	5.630.019	08.05.07	Th. Weiße, K. Heller
15	Rammkernsondierung	4.601.771	5.630.015	08.05.07	Th. Weiße, K. Heller
16	Rammkernsondierung	4.601.775	5.630.012	08.05.07	Th. Weiße, K. Heller
17	Bohrstockbeprobung	4.601.766	5.630.023	06./07.08.07	N. Grandner, S. Bartel, D. Wohmann
18	Bohrstockbeprobung	4.601.766	5.630.014	06./07.08.07	N. Grandner, S. Bartel, D. Wohmann
19	Bohrstockbeprobung	4.601.765	5.630.005	06./07.08.07	N. Grandner, S. Bartel, D. Wohmann
20	Bohrstockbeprobung	4.601.763	5.629.995	06./07.08.07	N. Grandner, S. Bartel, D. Wohmann
21	Bohrstockbeprobung	4.601.762	5.629.989	06./07.08.07	N. Grandner, S. Bartel, D. Wohmann
22	Bohrstockbeprobung	4.601.761	5.629.982	06./07.08.07	N. Grandner, S. Bartel, D. Wohmann
23	Bohrstockbeprobung	4.601.759	5.629.972	06./07.08.07	N. Grandner, S. Bartel, D. Wohmann
24	Bohrstockbeprobung	4.601.752	5.629.954	06./07.08.07	N. Grandner, S. Bartel, D. Wohmann
25	Bohrstockbeprobung	4.601.756	5.629.962	13.09.07	K. Heller, S. Schlüter
26	Bohrstockbeprobung	4.601.747	5.629.945	13.09.07	K. Heller, S. Schlüter
27	Bohrstockbeprobung	4.601.744	5.629.937	13.09.07	K. Heller, S. Schlüter
28	Bohrstockbeprobung	4.601.740	5.629.928	13.09.07	K. Heller, S. Schlüter
29	Bohrstockbeprobung	4.601.732	5.629.916	13.09.07	K. Heller, S. Schlüter
30	Bohrstockbeprobung	4.601.726	5.629.908	13.09.07	K. Heller, S. Schlüter

Tab. B3 - Fortsetzung

ID	Beprobungsart	Hochwert	Rechtswert	Datum	Bearbeiter
31	Bohrstockbeprobung	4.601.737	5.629.966	13.09.07	K. Heller, S. Schlüter
32	Bohrstockbeprobung	4.601.735	5.629.950	13.09.07	K. Heller, S. Schlüter
33	Bohrstockbeprobung	4.601.729	5.629.939	13.09.07	K. Heller, S. Schlüter
34	Bohrstockbeprobung	4.601.720	5.629.926	13.09.07	K. Heller, S. Schlüter
35	Bohrstockbeprobung	4.601.731	5.629.971	13.09.07	K. Heller, S. Schlüter
36	Bohrstockbeprobung	4.601.715	5.629.968	13.09.07	K. Heller, S. Schlüter
37	Bohrstockbeprobung	4.601.707	5.629.961	13.09.07	K. Heller, S. Schlüter
38	Bohrstockbeprobung	4.601.699	5.629.953	13.09.07	K. Heller, S. Schlüter
39	Bohrstockbeprobung	4.601.610	5.629.740	28.10.09	K. Heller, R. Hübner
40	Bohrstockbeprobung	4.601.608	5.629.753	28.10.09	K. Heller, R. Hübner
41	Bohrstockbeprobung	4.601.609	5.629.768	28.10.09	K. Heller, R. Hübner
42	Bohrstockbeprobung	4.601.613	5.629.780	28.10.09	K. Heller, R. Hübner
43	Bohrstockbeprobung	4.601.612	5.629.801	28.10.09	K. Heller, R. Hübner
44	Bohrstockbeprobung	4.601.610	5.629.823	28.10.09	K. Heller, R. Hübner
45	Bohrstockbeprobung	4.601.614	5.629.855	28.10.09	K. Heller, R. Hübner
46	Bohrstockbeprobung	4.601.623	5.629.870	28.10.09	K. Heller, R. Hübner
47	Bohrstockbeprobung	4.601.633	5.629.887	28.10.09	K. Heller, R. Hübner
48	Bohrstockbeprobung	4.601.695	5.629.967	17.05.10	Th. Wagner, A. Motschmann, K. Geßner, K. Heller
49	Bohrstockbeprobung	4.601.688	5.629.956	17.05.10	Th. Wagner, A. Motschmann, K. Geßner, K. Heller
50	Bohrstockbeprobung	4.601.681	5.629.942	17.05.10	Th. Wagner, A. Motschmann, K. Geßner, K. Heller
51	Bohrstockbeprobung	4.601.675	5.629.928	17.05.10	Th. Wagner, A. Motschmann, K. Geßner, K. Heller
52	Bohrstockbeprobung	4.601.658	4.601.658	17.05.10	Th. Wagner, A. Motschmann, K. Geßner, K. Heller
53	Bohrstockbeprobung	4.601.659	5.629.825	17.05.10	Th. Wagner, A. Motschmann, K. Geßner, K. Heller
54	Bohrstockbeprobung	4.601.670	5.629.880	17.05.10	Th. Wagner, A. Motschmann, K. Geßner, K. Heller
55	Bohrstockbeprobung	4.601.679	5.629.899	17.05.10	Th. Wagner, A. Motschmann, K. Geßner, K. Heller
56	Bohrstockbeprobung	4.601.726	5.629.682	03.07.08	J. Fritz, N. Heinig, K. Heller
57	Bohrstockbeprobung	4.601.713	5.629.697	03.07.08	J. Fritz, N. Heinig, K. Heller
58	Bohrstockbeprobung	4.601.705	5.629.719	03.07.08	J. Fritz, N. Heinig, K. Heller
59	Bohrstockbeprobung	4.601.703	5.629.745	03.07.08	J. Fritz, N. Heinig, K. Heller
60	Bohrstockbeprobung	4.601.703	5.629.772	03.07.08	J. Fritz, N. Heinig, K. Heller
61	Bohrstockbeprobung	4.601.703	5.629.804	03.07.08	J. Fritz, N. Heinig, K. Heller

Tab. B3 - Fortsetzung

ID	Beprobungsart	Hochwert	Rechtswert	Datum	Bearbeiter
62	Bohrstockbeprobung	4.601.702	5.629.831	03.07.08	J. Fritz, N. Heinig, K. Heller
63	Bohrstockbeprobung	4.601.729	5.629.701	24.06.08	K. Heller, Ch. Hoyer, R. Hübner
64	Bohrstockbeprobung	4.601.729	5.629.720	24.06.08	K. Heller, Ch. Hoyer, R. Hübner
65	Bohrstockbeprobung	4.601.726	5.629.743	24.06.08	K. Heller, Ch. Hoyer, R. Hübner
66	Bohrstockbeprobung	4.601.728	5.629.768	24.06.08	K. Heller, Ch. Hoyer, R. Hübner
67	Bohrstockbeprobung	4.601.724	5.629.824	24.06.08	K. Heller, Ch. Hoyer, R. Hübner
68	Bohrstockbeprobung	4.601.724	5.629.853	24.06.08	K. Heller, Ch. Hoyer, R. Hübner
69	Bohrstockbeprobung	4.601.556	5.629.769	16.09.11	K. Heller, Th. Wagner, I. Klaus
70	Bohrstockbeprobung	4.601.561	5.629.809	16.09.11	K. Heller, Th. Wagner, I. Klaus
71	Bohrstockbeprobung	4.601.669	5.629.768	16.09.11	K. Heller, Th. Wagner, I. Klaus
72	Bohrstockbeprobung	4.601.664	5.629.726	16.09.11	K. Heller, Th. Wagner, I. Klaus
73	Bohrstockbeprobung	4.601.578	5.629.888	16.09.11	K. Heller, Th. Wagner, I. Klaus
74	Bohrstockbeprobung	4.601.654	5.629.928	16.09.11	K. Heller, Th. Wagner, I. Klaus
75	Bohrstockbeprobung	4.601.547	5.629.914	16.09.11	K. Heller, Th. Wagner, I. Klaus
76	Bohrstockbeprobung	4.601.572	5.629.932	16.09.11	K. Heller, Th. Wagner, I. Klaus
77	Bohrstockbeprobung	4.601.605	5.629.957	16.09.11	K. Heller, Th. Wagner, I. Klaus
78	Schürfgrube 1	4.601.745	5.630.027	13.06.07	Th. Weiße, K. Heller
79	Schürfgrube 2	4.601.721	5.629.974	07.08.07	E. Eichhorn, M. Wegener, M. Ulbrich, K. Weinert, K. Heller
80	Schürfgrube 3	4.601.703	5.629.800	04.07.08	J. Fritz, N. Heinig, K. Heller
81	Schürfgrube 4	4.601.705	5.629.977	09.02.11	F. Miszler, R. Hübner, K. Heller
82	Schürfgrube 5	4.601.615	5.629.906	16.09.11	K. Heller

Tab. B4: Detaildaten der bodenkundlichen Kartierung
 (BA ... Bodenart, TC ...Toncutane, d_B ... Lagerungsdichte [in Klassen nach
 AD-HOC ARBEITSGRUPPE BODEN 2005], Oxi ... Oxidationsmerkmale, Red ... Reduktionsmerkmale)

ID	Kollu- vium	Hauptlage			Mittellage				Basislage			
	Tiefe (cm)	Tiefe (cm)	BA	d _B	Tiefe (cm)	BA	d _B	Merk- male	Tiefe (cm)	BA	d _B	Merk- male
1	0 - 28	28-50	Sl2	1	50 - 72	Su3	3	Oxi	> 72	Su2	4	Oxi /Red
2	0 - 5	5 - 50	Su2	1	50 - 75	Sl3	3	Oxi / TC	> 75	Su2	4	
3		0 - 50	Slu	1	50 - 75	n.b.	2	TC	> 75	Sl2	4	
4		0 - 35	Su2	1	35 - 65	n.b.	2	Oxi/ Red	> 65	Sl2	4	
5	0 - 17	17 - 40	Ls2	1	40 - 67	Uls	2	Oxi/ Red	> 67	Sl2	4	Oxi
6		0 - 45	Ls2	1	45 - 78	Su3	3	Oxi	> 78	Sl3	4	
7		0 - 49	Uls	1	49 - 85	Uls	2		> 78	Sl3	4	
8		0 - 40	Sl3	1	40 - 92	Su3	3		> 92	Sl3	4	
9		0 - 35	Uls	1	35 - 60	Uls	2	Oxi/ Red	> 60	Su2	3	
10		0 - 25	Slu	1	25 - 60	Slu	2		> 60	Su3	4	
11		0 - 45	Sl4	1	45 - 75	Sl3	2		> 75	Su2	4	
12		0 - 30	Uls	1	30 - 45	Uls	2		> 45	Su3	3	Red
13		0 - 30	Slu	2					> 30	Sl2	3	
14		0 - 55	Slu	1	55 - 85	Slu	2		> 85	Su3	4	
15		0 - 45	Slu	1	45 - 55	Uls	2	Oxi/ Red	> 55	Sl3	4	
16		0 - 30	Slu	1					> 30	Sl2	3	
17	0 - 25		Sl2	n.b.					> 25	Su2	n.b.	
18	0 - 20	20 - 40	St2	n.b.					> 40	St2	n.b.	Oxi
19		0 - 48	Sl3	n.b.	48 - 62	Ls3	n.b.		> 62	Sl2	n.b.	Oxi
20	0 - 21	21 - 61	Ls2	n.b.	61 - 99	Ls3	n.b.		> 99	n.b.	n.b.	
21	0 - 20	20 - 40	Ls3	n.b.	40 - 62	Su3	n.b.	Oxi/ Red	> 62	Sl2	n.b.	
22		0 - 40	Su3	n.b.	40 - 78	Slu	n.b.		> 78	n.b.	n.b.	
23	0 - 30	30 - 45	Su2	n.b.	45 - 73	Sl2	n.b.	Oxi	> 73	Sl2	n.b.	
24	0 - 22	22 - 35	Su2	n.b.	35 - 90	Lt2	n.b.		> 90	n.b.	n.b.	
25	0 - 27	27 - 33	n.b.	n.b.	33 - 60	n.b.	n.b.	Oxi/ Red	> 60	n.b.	n.b.	
26	0 - 30	30 - 45	n.b.	n.b.	45 - 68	n.b.	n.b.	Oxi/R ed	> 68	n.b.	n.b.	Oxi

Tab. B4 - Fortsetzung

ID	Kollu- vium	Hauptlage			Mittellage				Basislage			
	Tiefe (cm)	Tiefe (cm)	BA	d _B	Tiefe (cm)	BA	d _B	Merk- male	Tiefe (cm)	BA	d _B	Merk- male
27	0 - 30	30 - 45	n.b.	n.b.	45 - 77	n.b.	n.b.		> 77	n.b.	n.b.	
28	0 - 30	30 - 70	n.b.	n.b.	70 - 98	n.b.	n.b.		> 98	n.b.	n.b.	
29		0 - 40	n.b.	n.b.	40 - 66	n.b.	n.b.		> 66	n.b.	n.b.	
30		0 - 40	n.b.	n.b.	40 - 67	n.b.	n.b.		> 67	n.b.	n.b.	
31		0 - 40	n.b.	n.b.	40 - 70	n.b.	n.b.	Oxi/ Red	> 70	n.b.	n.b.	
32		0 - 40	n.b.	1	40 - 54	n.b.	n.b.		> 54	n.b.	n.b.	
33		0 - 62	n.b.	n.b.	62 - 80	n.b.	n.b.		> 80	n.b.	n.b.	
34		0 - 40	n.b.	n.b.	40 - 60	n.b.	n.b.	Oxi/ Red	> 60	n.b.	n.b.	
35		0 - 45	n.b.	n.b.	45 - 70	n.b.	n.b.		> 70	n.b.	n.b.	
36		0 - 60	n.b.	1	60 - 85	n.b.	n.b.		> 85	n.b.	n.b.	
37		0 - 38	n.b.	n.b.	38 - 76	n.b.	n.b.		> 76	n.b.	n.b.	
38		0 - 40	n.b.	n.b.	40 - 75	n.b.	n.b.	Oxi/ Red	> 75	n.b.	n.b.	
39	0-60	60-100	n.b.	n.b.					> 100	n.b.	n.b.	
40	0-30	30-69	n.b.	1					> 69	n.b.	3	sandig- grusig
41		0-40	n.b.	1					> 40	n.b.	3	sandig- grusig
42		0-60	n.b.	1					> 60	n.b.	3	sandig- grusig
43		0 - 50	n.b.	1	50-75	n.b.	2		> 75	n.b.	3	sandig- grusig
44	0-40	40-65	n.b.	2					> 65	n.b.	3	sandig
45		0-60	n.b.	1					> 60	n.b.	3	sandig
46		0-40	n.b.	1					> 40	n.b.	3	sandig
47		0-57	n.b.	1	57-90	n.b.	2		> 90	n.b.	3	sandig
48		0-45	Ls2	1	45-72	Uls	3	Red	> 72	Su4	4	
49		0-23	Ut4	1	23-41	Uls	3		> 41	Su3	4	
50		0-40	Ls2	1	40-60	Su4	3		> 60	Su2	4	
51		0-48	Su3	1-2	48-76	Ls2	3		> 76	Su2	4	
52	0-33	33-52	Ls2	1					> 52	Su2	3	Oxi/ Red
53		0-60	Ls2	1					> 60	Su3	4	
54		0-38	Su3	1	38-65	Sl2	3		> 65	Su2	4	

Tab. B4 - Fortsetzung

ID	Kollu- vium	Hauptlage			Mittellage				Basislage			
	Tiefe (cm)	Tiefe (cm)	BA	d _B	Tiefe (cm)	BA	d _B	Merk- male	Tiefe (cm)	BA	d _B	Merk- male
55		0-45	Su3	2	45-65	Su3	3		> 65	Su2	4	
56		0-65	Su3	1					> 65	Su2	3	
57		0-55	Su3	1					> 55	Su2	3	
58		0-49	Uls	1	49-65	Us	2		> 65	Su3	3	
59		0-30	Uls	1	30-45	Us	2		> 45	Su3	3	
60		0-60	Uls	1	60-70	Uls	3		> 70	Su3	3	
61		0-45	Uls	1	45-75	Uls	2	Oxi/ Red	> 75	n.b.	3	
62		0-55	Uls	1	55-70	Su3	2		> 70	Su2	2	Oxi/ Red
63		0-50	Sl4	1					> 50	n.b.	3	
64		0-50	Sl4	1	50-90	Uls	2	Oxi/ Red	> 90	n.b.	3	
65		0-60	Uls	1	60-95	Slu	2	Oxi/ Red	> 95	n.B.	3-4	
66		0-40	Lu	1	40-60	Uls	2		> 60	Slu	3	
67		0-57	Slu	1	57-90	Sl3	2	Oxi/ Red	> 90	n.b.	4	
68		0-40	Slu	1	40-95	Uls	2		> 95	n.b.	3	
69		0-65	Su3	1					> 65	Su2	3	
70		0-45	Su3	1					> 45	Su2	4	
71		0-50	Ls2	1	50-85	Uls	2		> 85	Su3	3	
72		0-45	Su3	2					> 45	Su2	4	
73		0-40	Ls2	2	40-60	Uls	3		> 60	Su2	3	
74		0-40	Slu	1	40-50	Uls	3		> 50	Su2	4	
75		0-30	Su3	2					> 30	Su2	3-4	
76		0-40	Su3	1					> 40	Su2	3	
77		0-40	Su3	1					> 40	Su2	3	
78		0-45	Uls	1	45-85	Uls	2	TC	> 85	Su3	3	
79		0-45	Uls	1	45-90	Uls	2	Oxi/ Red	> 90	Sl2	4	
80		0-45	Lu	1	45-75	Uls	2	Oxi/ Red	> 75	Su3	3	Block
81		0-40	Uls	1	40-90	Uls	2	Oxi/ Red	> 80	Slu	4	
82		0-45	Sl4	2					> 45	Su2	3	

Tab. B5: Daten der hydraulischen Leitfähigkeit der Hauptlage

Tiefe	K_{fs} (in cm d^{-1})	Bearbeiter
40	36,30	S. Döhler, Chr. Peter
40	29,43	S. Döhler, Chr. Peter
30	105,18	S. Döhler, Chr. Peter
30	119,20	S. Döhler, Chr. Peter
30	112,19	S. Döhler, Chr. Peter
33	264,21	S. Döhler, Chr. Peter
32	219,91	S. Döhler, Chr. Peter
32	183,26	S. Döhler, Chr. Peter
35	105,69	S. Döhler, Chr. Peter
35	79,26	S. Döhler, Chr. Peter
35	66,05	S. Döhler, Chr. Peter
35	79,82	S. Döhler, Chr. Peter
35	31,93	S. Döhler, Chr. Peter
35	95,78	S. Döhler, Chr. Peter
35	19,27	H. Kirkamm
35	14,45	H. Kirkamm
35	16,86	H. Kirkamm
45	47,28	H. Kirkamm
45	48,60	H. Kirkamm
45	42,03	H. Kirkamm
45	43,34	H. Kirkamm
45	47,28	H. Kirkamm
40	18,06	H. Kirkamm
40	14,45	H. Kirkamm
40	12,04	H. Kirkamm
40	26,49	H. Kirkamm
40	21,67	H. Kirkamm
45	26,27	H. Kirkamm
45	23,64	H. Kirkamm
45	13,13	H. Kirkamm
45	23,64	H. Kirkamm
45	18,39	H. Kirkamm
45	32,98	H. Kirkamm
45	16,49	H. Kirkamm
45	31,61	H. Kirkamm

Tab. B5 - Fortsetzung

Tiefe	K_{fs} (in cm d^{-1})	Bearbeiter
45	13,13	H. Kirkamm
45	10,51	H. Kirkamm
45	9,19	H. Kirkamm
45	20,15	H. Kirkamm
45	15,83	H. Kirkamm
40	7,88	H. Kirkamm
40	5,25	H. Kirkamm
40	6,57	H. Kirkamm
30	13,29	H. Kirkamm
30	26,59	H. Kirkamm
30	32,86	M. Blache, F. Schwarz, S. Marburg
30	14,25	M. Blache, F. Schwarz, S. Marburg
27	82,07	M. Blache, F. Schwarz, S. Marburg
56	246,20	M. Blache, F. Schwarz, S. Marburg
Anzahl	49	
Min	5,25	
Max	264,21	
arithmetisches Mittel	52,22	
geometrisches Mittel	31,49	
Median	26,59	

Tab. B6: Daten der hydraulischen Leitfähigkeit der Mittellage

Tiefe	K_{fs} (in cm d^{-1})	Bearbeiter
69	3,19	S. Döhler, Chr. Peter
69	3,99	S. Döhler, Chr. Peter
69	8,78	S. Döhler, Chr. Peter
70	4,79	S. Döhler, Chr. Peter
72	7,98	S. Döhler, Chr. Peter
72	9,58	S. Döhler, Chr. Peter
70	15,96	S. Döhler, Chr. Peter
70	14,37	S. Döhler, Chr. Peter
70	27,14	S. Döhler, Chr. Peter
100	9,41	H. Kirkamm
100	7,84	H. Kirkamm

Tab. B6 - Fortsetzung

Tiefe	K_{fs} (in cm d^{-1})	Bearbeiter
100	10,97	H. Kirkamm
100	6,27	H. Kirkamm
70	7,72	H. Kirkamm
70	15,45	H. Kirkamm
70	45,08	H. Kirkamm
70	22,54	H. Kirkamm
63	16,86	M. Blache, F. Schwarz, S. Marburg
60	3,14	M. Blache, F. Schwarz, S. Marburg
Anzahl	19	
Min	3,14	
Max	45,08	
arithmetisches Mittel	12,7	
geometrisches Mittel	9,9	
Median	9,41	

Tab. B7: Daten der hydraulischen Leitfähigkeit der Basislage

Tiefe	K_{fs} (in cm d^{-1})	Bearbeiter
60	40,96	S. Döhler, Chr. Peter
60	26,33	S. Döhler, Chr. Peter
60	17,55	S. Döhler, Chr. Peter
60	14,63	S. Döhler, Chr. Peter
60	29,06	S. Döhler, Chr. Peter
50	219,86	H. Kirkamm
50	192,38	H. Kirkamm
50	185,51	H. Kirkamm
50	171,77	H. Kirkamm
50	158,03	H. Kirkamm
92	60,59	H. Kirkamm
92	51,94	H. Kirkamm
92	58,86	H. Kirkamm
92	57,13	H. Kirkamm
92	53,67	H. Kirkamm
65	43,19	H. Kirkamm
65	47,12	H. Kirkamm

Tab. B7 - Fortsetzung

Tiefe	K_{fs} (in cm d^{-1})	Bearbeiter
65	51,05	H. Kirkamm
98	5,19	M. Blache, F. Schwarz, S. Marburg
105	4,41	M. Blache, F. Schwarz, S. Marburg
Anzahl	20	
Min	4,41	
Max	219,86	
Arithmetisches Mittel	74,46	
Geometrisches Mittel	46,58	
Median	51,49	

Tab. B8: Leerlaufkoeffizienten für Abflussereignisse zwischen November 2007 und Mai 2009
 (Q_A ... Anfangsdurchfluss, Q_{Ende} ... Durchflussende, α ... Leerlaufkoeffizient, K ... Speicherkonstante)

Zeitraum	Q_A	Q_{Ende}	α (d^{-1})	K (d)	R^2
13.11.07 - 27.11.07	2,81	1,64	0,045	22,2	0,99
04.12.07 - 13.01.08	1,99	0,40	0,04	25,0	0,94
29.01.08 - 15.02.08	3,04	0,85	0,08	12,5	0,97
16.02.08 - 26.02.08	0,81	0,45	0,07	14,3	0,99
17.04.08 - 09.05.08	1,97	0,30	0,09	11,1	0,96
10.05.08 - 28.05.08	0,28	0,15	0,075	13,3	0,80
19.07.08 - 30.07.08	0,25	0,08	0,15	6,7	0,84
30.10.08 - 15.11.08	0,53	0,13	0,1	10	0,95
24.12.08 - 17.01.09	1,45	0,31	0,07	14,3	0,96
24.03.09 - 29.04.09	1,84	0,23	0,07	14,3	0,99
30.04.09 - 25.05.09	0,20	0,11	0,05	20	0,62

Tab. B9: Dokumentation des Messfeldaufbaus

Zeitraum	Arbeit
10.10. - 17.10.2007, 30.10.2007	Einbau der Tensiometer (A-Strecke) und der Saugkerzen
02.11. - 04.11.2007	Einbau Messwehr
09.11.2007	Aufbau der Klimastation
29.01.2008, 20.02. - 27.02.2008	Einbau der Tensiometer (B-Strecke) und der FD-Sonden, Pegelsonde kalibriert und in Betrieb genommen

Tab. B10: Dokumentation der technischen Probleme und Datenausfälle des Messfeldes

Zeitraum	Gerät	Standort	Problem	Ursache
Mitte Oktober 2007	Tensiometer	D1a_90	Ausfall	Defekt durch Einbau
19.12.2007 - 08.01.2008	Tensiometer, Ombrometer	gesamtes Messfeld	Ausfall	Speicherprobleme Datenlogger
06.03.2008	Tensiometer, Ombrometer, Pegel	gesamtes Messfeld	Ausfall	Reparaturarbeiten am Messfeld, kurzzeitiges Abklemmen der Sensoren / Stromversorgung
Februar / März 2008	FD-Sonde	55 cm Tiefe	fehlerhafte Werte	Einbau direkt an Stein (neuer Einbau und Kalibrierung)
Ende März 2008	Pegelsonde		fehlerhafte Werte	Offsetkorrektur wurde durchgeführt
01.04.2008	Tensiometer, Ombrometer, Pegel	komplett	kurzzeitiger Ausfall	Reparaturarbeiten am Messfeld, kurzzeitiges Abklemmen der Sensoren/ Stromversorgung
Mitte bis Ende April	Pegel		kurzzeitige Ausfälle	Einbau einer neuen Pegelsonde, Kabel gelöst, Reparatur
05.05. - 08.05.2008	FD-Sonden	alle Tiefen	Ausfall	Speicherprobleme Datenlogger
28.05. - 30.05.2008	Tensiometer, Ombrometer, Pegel	komplett	Ausfall	Stromversorgungsproblem
08.06. – 13.06.2008	Tensiometer, Ombrometer, Pegel	komplett	Ausfall	Stromversorgungsproblem
07.07. - 25.11.2008	Tensiometer	H2a_120	Ausfall	Speicher- / Softwareproblem Datenlogger
seit 11.07.2008	Tensiometer	H4a_170	Ausfall	Defekt
19.07. - 01.11.2008	Tensiometer	H3a_30	Ausfall	Speicher- / Softwareproblem Datenlogger
28.07. - 29.07.2008	Tensiometer, Ombrometer, Pegel	komplett	Ausfall	nicht geklärt
05.08. - 08.08.2008	Tensiometer, Ombrometer, Pegel	komplett	Ausfall	nicht geklärt
13.08. - 14.08.2008	Tensiometer, Ombrometer, Pegel	komplett	Ausfall	nicht geklärt
seit Mitte Oktober 2008	Tensiometer	H2b_30	Ausfall	Defekt
29.10.2008	Tensiometer, Ombrometer, Pegel	komplett	kurzer Ausfall	nicht geklärt

Tab. B10 - Fortsetzung

Zeitraum	Gerät	Standort	Problem	Ursache
02.11. - 08.11.08	Pegel		Fehlwerte	aus Verankerung gelöst
23.11. - 25.11.08	Pegel		Fehlwerte	aus Verankerung gelöst
November / Dezember 2008	Tensiometer	verschiedene	fehlerhafte Werte (Einzelwerte Null oder halbierte Werte)	Speicher- / Softwareproblem Datenlogger
28.11. - 01.12.08	Tensiometer, Ombrometer, Pegel	komplett	Ausfall	Stromversorgungsproblem
29.12.08 - 06.01.09	Tensiometer	Teil der A-Strecke und D3b_240	Ausfall	Speicher- / Softwareproblem Datenlogger
05.02. - 12.02.09	Tensiometer, Ombrometer, Pegel	komplett	Ausfall	Stromversorgungsproblem
15.02. - 19.02.09	Tensiometer, Ombrometer, Pegel	komplett	Ausfall	Stromversorgungsproblem
24.03.09	Pegel		kurzer Ausfall	Wartungsarbeiten am Mess- feld, kurzzeitiges Abklemmen der Sensoren / Stromversor- gung
ab Mitte März 2009	Tensiometer	D2b_30	Ausfall	Defekt
27.05.09	Tensiometer, Ombrometer, Pegel	komplett	kurzer Ausfall	Stromversorgungsproblem
04.05. - 31.05.09	Tensiometer	Teil der B-Strecke	Ausfall	Speicher- / Softwareproblem Datenlogger

Tab. B11: Dokumentation der technischen Probleme und Datenausfälle der Klimastation

Zeitraum	Gerät	Problem	Ursache
November 2007 - Juli 2008	Ombrometer	0,2 mm statt 0,1 mm pro Impuls	Softwareproblem Datenlogger
Juli 2008	Ombrometer	Fehlwerte (sehr viele Impulse ohne Nieder- schlag)	nicht geklärt (evtl. schuppernde Rehe o.ä.)
22.06. - 08.07.08	Luftfeuchte- sensor	Ausfall	Defekt
19.07. – 01.08.08	alle Sensoren	Ausfall	nicht geklärt
30.01. – 06.02.09	alle Sensoren	Ausfall	nicht geklärt

Tab. B12: Ergebnis der Korrelationsanalyse zwischen dem spezifischen elektrischen Widerstand des geoelektrischen Monitorings Profil B und der Saugspannung an H4a bis H4b (n = 24, r_R ... Rangkorrelationskoeffizient, p ... Signifikanzwert)

	Hauptlage	Mittellage	Basislage (100 - 120 cm)	Basislage (160 - 180cm)	Basislage (220 - 240 cm)
r_s	0,88	0,87	0,78	-0,18	0,92
p	0,000	0,000	0,000	0,402	0,000

Tab. B13: VAN-GENUCHTEN-Parameter der Haupt-, Mittel- und Basislage für die minimalen, maximalen und aus dem Median ermittelten pF-Kurven (Geländedaten) sowie für die im Labor gemessenen pF-Kurven des Leitprofils 1 (S_r ... residuale Sättigung, S_{max} ... maximale Sättigung) (EICHORN 2010)

		S_r	S_{max}	m	α
Hauptlage	Maximum	0,00194	0,96237	0,31422	0,451
	Median	0,00194	0,73162	0,21190	0,613
	Minimum	0,49030	0,88094	0,88128	0,38
	Labor	0,00194	0,77806	0,08236	16,343
Mittellage	Maximum	0,57534	1,0	0,46672	3,189
	Median	0,53562	1,0	0,38599	6,497
	Minimum	0,62355	0,96177	0,41906	11,647
	Labor	0,00246	0,74937	0,07280	1,418
Basislage	Maximum	0,00238	1,0	0,16863	2,03
	Median	0,38745	0,82806	0,16956	11,345
	Minimum	0,00259	0,75106	0,16685	14,81
	Labor	0,41058	0,88911	0,18166	34,386

EIDESSTATTLICHE ERKLÄRUNG

Hiermit versichere ich, dass ich die vorliegende Arbeit ohne unzulässige Hilfe Dritter und ohne Benutzung anderer als der angegebenen Hilfsmittel angefertigt habe. Die aus fremden Quellen direkt oder indirekt übernommenen Gedanken sind als diese kenntlich gemacht worden. Dritte haben von mir weder unmittelbar noch mittelbar geldwerte Leistungen für Arbeiten erhalten, die im Zusammenhang mit dem Inhalt der vorgelegten Dissertation stehen.

Die Arbeit wurde bisher weder im Inland noch im Ausland in gleicher oder ähnlicher Form einer anderen Prüfungsbehörde zum Zwecke der Promotion vorgelegt.

Ich bestätige, dass ich die Promotionsordnung der Fakultät Umweltwissenschaften der TU Dresden anerkenne.